中等海洋专科学校教材

海洋学

宁波海洋学校 编



海洋出版社

封面设计：宝克孝

统一书号，7193·0657
定　　价，3.50 元

中等海洋专科学校教材

海　洋　学

宁波海洋学校　编

海　洋　出　版　社

1986年・北京

内 容 簡 介

本书主要叙述海洋形态特征、海水物理和化学性质、海水运动及我国海域、世界大洋的海洋水文基本状况和分布变化，可作为中等海洋专科学校教科书，也可供海洋台站、海洋调查队、海洋研究所及水产、航海等部门的科技人员参考。

责任编辑：齐庆芝

责任校对：刘兴昌

海 洋 学

宁波海洋学校 编

海洋出版社出版（北京市复兴门外大街1号）

新华书店北京发行所发行　　北京顺义燕山印刷厂印刷

开本：787×1092 1/16　印张：22¹/₄　字数：500千字　插页：2

1986年6月第一版　　1986年6月第一次印刷

印数：3800

统一书号：7193·0657　定价：3.50元

前　　言

本书以我校海洋水文气象专业《海洋学》教学大纲为编写提纲，在《海洋学》讲义（1981年我校编，海洋水文气象中专班试用）基础上，通过近三年时间教学实践，进行修改、补充编写而成。

本书主要参考山东海洋学院1982年《海洋学》讲义和浙江水产学院1979年《海洋学》教科书，并考虑到适合中等海洋水文气象专业使用，对一些较繁的数学力学推导尽量改用定性描述，力求通俗易懂。在内容上也注意了收集海洋基础理论知识的实际应用方面。

本书由钱木兴主编，第一章由孙海芳编写，第四章由陆士明编写，第六章、第七章由张碧芳编写，第十一章由王国庆编写。国家海洋局第三海洋研究所高级工程师伍伯瑜同志对本书进行了审阅，提出许多宝贵意见，并提供了不少资料；张培垠同志绘图，花费了不少劳动，在此一并致谢。

由于编者水平所限，错误难免，望读者指正。

编　者

1984年9月

目 录

第一章 绪 论

第一节 海洋学的定义与范围

研究发生在海洋中的物理、化学、生物、地质地貌等各种自然现象和过程，以及它们间相互联系的科学，称做海洋学。海洋学是地球科学的重要分支之一。人们根据研究对象的不同，通常把它分成为物理海洋学、化学海洋学、生物海洋学和地质海洋学等四大学科。

物理海洋学主要研究潮汐、波浪、海流等为主体的海水运动的物理特性，以及温度、盐度、密度等海洋基本要素的分布及变化；化学海洋学致力于探讨海洋环境中发生的化学过程，包括海水和生物、底质中化学物质的组成、结构、存在形态、相互作用、变化转移的规律，及其分布、分离、提取和利用等；生物海洋学所研究的是海洋生态系、群落结构、动态变化、生物生产力和水产养殖；地质海洋学涉及的是海洋的地质地貌、洋盆构造、海底矿产资源、海底沉积物的形成过程和有关海洋的起源及演化。随着科学技术的不断发展，海洋各学科间相互结合、相互渗透日益加强，于是又产生了一些边缘科学和新兴科学。例如以研究海洋工程技术为重点的工程海洋学，以卫星、宇宙飞船收集和传送情报资料的遥感海洋学，以及环境海洋学、军事海洋学和渔业海洋学等，均属于这类边缘科学和新兴科学。

第二节 研究海洋的意义

人类赖以生存的地球，海洋占了它表面积的70%以上，约为三亿六千一百万平方千米。而在人类数千年的文明历史进程中，海洋作为生活的环境，一直受到人们极大的关注。它调节着地球的气候，蕴藏着取之不尽、用之不竭的动力资源、矿产资源、生物资源和化学资源，它是天然的交通"大道"和国防前哨，又是认识宇宙、发展自然科学理论的理想试验场。现代科学技术的成就，进入本世纪六十年代以后，海洋更已发展成为国际上的重点研究对象之一，它完全可以与宇宙空间研究、原子能研究相媲美。

在军事上，海洋环境对海上军事活动有很大的影响。而要取得海上战场的主动权，现代海洋科学的配合是至为重要的。在这方面的事例，古往今来，可说是俯拾皆是。例如，1661年4月，我国民族英雄郑成功曾率兵2500人，战船100艘，利用台湾鹿耳门一带的涨潮机会，顺流而入，先下赤坎，后围安平，一举打败荷兰侵略者，遂收复了台湾省。海洋中的海流和潮流，不仅影响舰船的航速和航向，对海上布雷、导弹发射关系也颇为密切。在第二次世界大战中，德国用水雷封锁英吉利海峡，使英国舰队遭受了巨大损失，其原因之一是德国人掌握了北海至英吉利海峡的海流的规律。对海上波浪的变化，是军事指挥员必须注意的，否则就有可能造成难以置信的损失

第二次世界大战中，由美、英海军发动的著名诺曼底登陆作战虽然取得某些成功，但就因没有准确地进行波浪预报，致使盟军方面一举损失登陆艇700余艘，这早已成为现代军事教科书中的一个典型战例。当然，如能掌握波浪的变化规律，则可用以掩盖鱼雷的航迹，增加潜艇的隐蔽性等等，从而起到化害为利的作用。利用海水良好的传声性能研制的声呐，是发现海上目标的重要手段。据统计，在第二次世界大战被击沉的潜艇总数中，几乎有近60%是靠声呐发现的。海水中的密度跃层，为潜艇隐蔽提供了"液体海底"，但跃层附近出现的内波，又有可能将潜艇抛出水面或压入极限深度之下，这是十分危险的。在五十年代，一艘美国核动力潜艇就因遭受振幅为100米的内波振荡，最后葬身于大西洋底。此外，海洋生物和海浪造成的环境噪声，会严重干扰声呐和水下监视系统；重力场会影响潜艇和水面舰艇的惯性导航；海洋地磁会影响潜艇的水下导航和磁性水雷的布设等等。由此可见，海上军事活动给海洋学提出的任务是多种多样的，要在海洋中变害为利，获取战斗的胜利，就必须深入开展对海洋学的研究。

从经济意义上，辽阔的海洋，可说是一座无所不包的巨大资源宝库。

海洋孕育着大量的生物资源，其中仅鱼类就有二万五千种左右，而现今成为人们捕捞对象的不过二百种；软体动物八万种，已被开发利用的只不过是其中经济价值较高的少数几种；甲壳类二万种，目前被利用的主要是一些个体较大的种类。据初步估算，海洋中每年可捕渔的总潜力约在2.6亿吨到4.5亿吨之间，仅南极的磷虾，在不破坏南大洋生态平衡的前提下，每年就可捕捞7千万吨以上，几乎接近目前世界的渔获总量。应当指出，在现有世界的渔产量中，有92%捕自于占世界海洋总面积7.6%的浅水大陆架区域，而对200海里(370.4千米)专属经济区以外的占海洋总面积60%的公海，迄今还没有得到充分的开发利用。海洋中的植物资源主要是褐藻和红藻类。它们不仅数量相当可观，而且有很大的经济价值和发展潜力。海洋藻类含有人类需要的各种营养物质和维生素，还含有工业上不可缺少的碘、氮、琼脂、长拉胶等化工原料。有二百三十种海藻可提取多种抗生素，这是海洋医药的重要资源之一。目前，世界各国获得的藻类年总量约为200万吨，其中由养殖得到的占很大比重。如果把世界沿海宽阔的滩涂有效地加以利用，那么藻类产量就将会有飞速的增长。当前，许多国家正在发展"海洋农牧场"，逐步实现鱼类和贝藻类生产的畜牧化和农业化。可以预见，一个以增养殖为主的"耕海时代"即将到来。

赋存于海底的矿产资源，品类繁多，蕴藏量相当可观，是人类潜在的一笔巨大财富。

在全世界海洋大陆架沉积盆地中，石油蕴藏量估计达2500亿吨，约占全球总储量的45%；已经探明的天然气储量为14—17万亿立方米，占26%左右。如果把大陆架以外的海底石油和天然气都计算在内，这个数字还要大得多。有人推测，到2000年左右，全世界消耗的石油，将有50%来自海洋。在稀有金属和贵重金属方面，占世界产量96%的锆石，90%以上的金红石，半数以上的独居石和钛铁矿，以及部分金刚石、锡石等产于滨海砂矿中。这些矿物是国防冶金、航空航天与原子能工业的重要原料。含大量铁、铜、铅、锌、银、金的多金属海底软泥，是一种具有很大经济价值的潜在资源。这种多金属软泥主要产于世界大洋中脊和某些岛弧附近的深海区。此外，已经探明的在大陆架区域还蕴藏有254亿吨铁、3000亿吨磷钙矿、几千万吨硫磺矿和大量的煤。

产于水深2000到4000米深海底的深海矿产——锰结核，是一种当前举世瞩目的矿

产。它含有锰、铁、铜、钴、锆、镭、钛、钍、铊等四十多种稀有元素、稀土元素和放射性元素。据估计，大洋底锰结核的总储量约为3万亿吨，仅太平洋就有17 000亿吨，可以说这里是世界海洋锰结核的富集区。其中尤以中美洲外海经夏威夷群岛，到马里亚纳海沟一带为最多，有人把这一带称之为"锰砌的航路"。就世界大洋锰结核的总和而论，其中含锰4千亿吨，是陆地的67倍；镍164亿吨，是陆地的273倍；铜88亿吨，是陆地的21倍；钴58亿吨，是陆地的967倍……。如果按目前全世界的消耗量计算，再过36年陆地上铜的资源行将枯竭，再过120年锰、镍、钴等资源也将消耗殆尽。假若深海锰结核得到开发和利用，那么铜的资源可供人类多用600年，镍可延长使用15 000年，锰可用24 000年，而钴则可用13万年之久。更可喜的是锰结核具有不断增生的特点，仅此一项各大洋每年即可增加1000万吨之多，由此提取的铜可供全世界用3年。

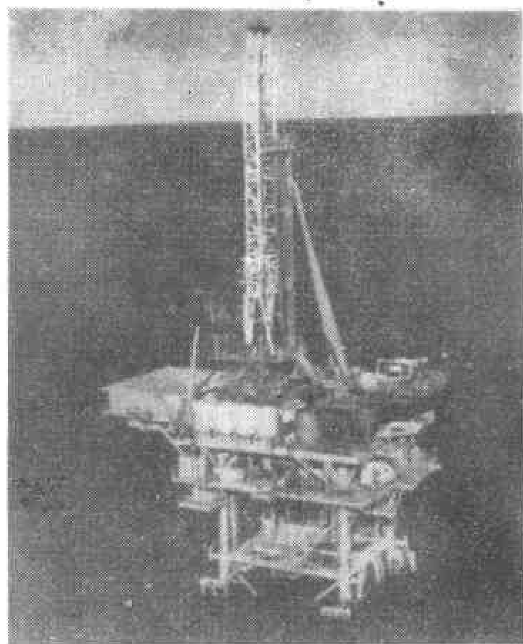


图1-1 石油钻井平台

海水是地球上最大的液体矿藏。在全球135亿亿吨海水中，溶存有80多种元素，分别可提取盐量5亿亿吨、镁3100万亿吨、硫3050万亿吨、钙660万亿吨、钾620万亿吨、溴89万亿吨，还有锶和硼分别为12和7万亿吨，以上这些元素占整个海水溶存元素的99%以上。对浓度在百分之一以下的微量或痕量元素，如锂、铷、碘、钼、铀……等，其

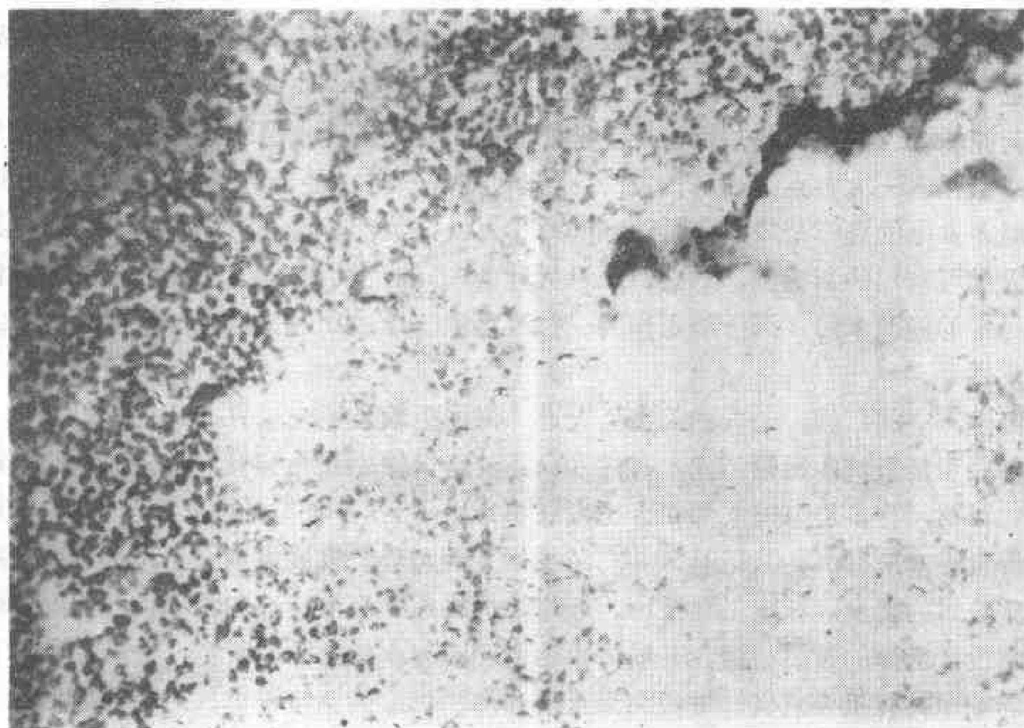


图1-2 海底锰结核

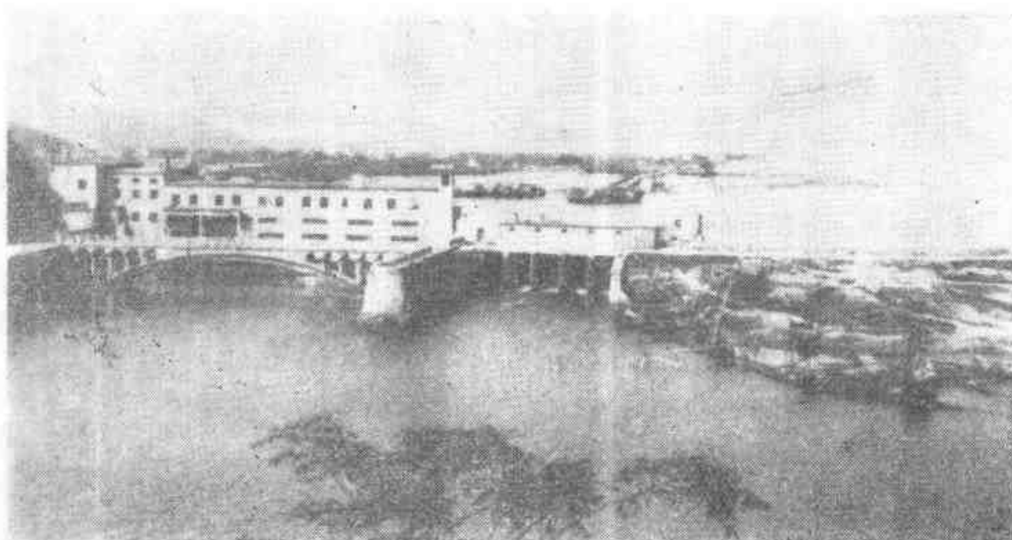


图1-3　我国江厦潮汐电站

相对量虽小，但它们在海洋水体中的总量仍然是很大的。

喧腾不息的海洋，还蕴藏有用之不竭的动力资源。据初步估计，世界海洋的潮汐能量功率为0.03×10^{12}瓦特、波浪能量功率为2.7×10^{12}瓦特、海流能量功率为0.05×10^{12}瓦特，再加上海水温差能(2.0×10^{12}瓦特)、盐度差能(2.6×10^{12}瓦特)和其它形式的能，整个海洋可称为是一座取之不尽的“蓝色煤海”。海洋能的开发和利用，从六十年代以来已取得了长足进展。潮汐发电站已在沿海国家普遍建立起来。1966年底，法国在圣马洛湾朗斯河口建成的潮汐电站，总装机容量达24万千瓦，这是迄今世界上建成的最大潮汐电站。美、英、苏、加拿大等国也都在积极筹建大型或超大型的潮汐电站。南朝鲜预计在八十年代建成投产的加露林湾潮汐电站，总装机容量将达40万千瓦。利用波浪能发电的研究，以日本和英国最为著名。日本研制的小型波力发电装置，已在世界海洋的航标灯、灯塔和海洋浮标上得到应用；最大输出力达1000千瓦的《海明》号船型波力发电装置，也于1978—1979年成功实现了由海上浮体向陆地输电的试验。英国把波浪发电研究放在新能源开发的首位，并把这视为他们的第三能源。海水温差发电，已被列入美国民用海洋工程的三大重点之一，计划在八十年代建成一座10万千瓦的示范电站，到2000年，海水温差发电的目标是装机容量达1000万千瓦。海流能、潮流能、盐度差能等，也都必将成为人类可利用的新能源。总之，在世界性的“石油危机”之后，许多国家为确保有长期、稳定的能源来源，海洋能正作为一种可再生、干净和潜力巨大的新能源而得到了应有的重视。

海洋，空间广阔，是天然的交通大道。海洋运输是现今世界上40亿人口彼此联系的主要手段和最经济的运输形式，其成本只及铁路运输的40—45%，比公路和航空运输更低廉。目前，许多沿海国家都在大力发展海运事业，迄今拥有的商船量已达69 000余艘，担负着世界70—80%的货运量，并有继续增长的趋势。发展海上交通，必须要有现代海洋科学技术的配合。在港工建筑中，近岸波浪机理、潮浪特性和沿岸泥沙回淤规律等是规划设计工作的重要依据。开展海水防腐和附着生物防除的研究，对船舶维修和港工设施的护理具有重要意义。进行海洋水文和海洋气象的预报研究，对保证船舶进出港的安全，避免海上因风暴、巨浪、冰山等可能造成的海难事故，以及根据航行过程的气象、

海况及船舶本身的运动性能来调整航向和航速，选择最佳航线，节约航行时间、缩短航行周期等都有重大的作用。为了发展海洋运输，提高海洋运输的经济效益，它要求海洋学解决的课题是多方面的，上面列举的还远没有把所涉及的问题都包括在内。

海洋是风雨的故乡。地球上出现的风云雨露、冷暖干湿、短期的天气变化和长期的气候变迁，从大范围讲，直接或间接都和浩瀚的海洋有关。虽然人们对这些过程的机理尚未透彻了解，但地球是一个整体，海洋和大气是相互联系而又相互影响的。例如，风会造成海浪，大气运动会影响海流，但推动大气流动的热量，除太阳辐射因纬度造成不均匀分布外，主要来自海洋吸收的太阳能量。海洋也会影响大气，它能为降水提供无穷无尽的水汽贮量，暖水会给冷气团增添热量，而地球上每年之间的气候差异，也被认为同各年之间洋流的微小变化有关。由此可见，增加对海洋与大气相互关系的了解，为大范围天气预报提供科学根据，并有可能改进实现控制气候的影响，这对人类是非常重要的。

海洋与人类的关系非常密切，研究海洋的意义非常重大。但是迄今我们只是对大约20%的海洋开展过较详细的调查，对5%的海域进行过系统的研究，至于开发利用，则可以说还是"沧海一粟"。现在，全世界面临着食物、住房、能源、交通运输和矿物原料供应等等一系列的问题，在这种情况下，可以肯定，未来海洋的地位将会越来越重要。

第三节 海洋学发展简史

科学的发展，总是和人类社会生产力的发展紧密联系在一起的。

自古以来，世界上一切临海国家的民族和人民，一直和海洋发生着各种各样的联系，不断探索着海洋的规律，逐步加深着对海洋的认识。尤其从本世纪七十年代以来，人们向海洋进军的目标，已不再局限于传统的了解海洋的一般状况，而是发展到通过各种手段和途径，以全力提高海洋综合开发利用能力为主体的科学研究活动。一部海洋学的发展史，可以说是经历了从"管蠡窥测"到海洋探险、从环球调查到海洋卫星的漫长道路。纵观这部历史，大体上可以分为海洋探险、单船走航调查和联合调查三个时期。

一、海洋探险时期(十六世纪前)

早在史前时期，人类已经开始了世界初期的泛海活动。

到十五世纪初(1405—1433年)，我国著名航海家郑和，曾率领当时世界上最庞大的船队——海船数十艘，乘员二、三万人，先后七下"西洋"，纵横于太平洋和印度洋上，历经三十多个国家，最远的一次到达非洲东海岸的麻林地(今肯尼亚境内)。"维绡挂席、际天而行"，浩浩荡荡，盛极一时，在我国海洋史上写下了光辉的一页。郑和的船队在航行过程中曾多次作过海道测量，开辟了新的航线。现在流传的《郑和航海图》中，对从南京出发到"西洋"各国的航线、航程、浅滩、暗礁和停泊港口等都有详尽记载。它不仅是我国著名的古海图，而且也是我国十五世纪前最完整的亚非地图。

十五世纪末，由于生产力的发展，西欧诸国大力进行了以寻找海外殖民地为目的的海洋探险事业。其中较著名的有：1492年意大利人哥伦布横渡了大西洋；1498年葡萄牙人达·伽马绕过非洲南端的好望角到达了印度；1519年葡萄牙贵族麦哲伦率船5艘，共265人，以三年多的时间完成了环绕世界一周的大探险。通过频繁的海上活动，航海家

们发现了新大陆、新航路，并首次证明了大地是球形的学说。在航行中还发现了信风带、北赤道流、气温因地而异的变化现象和进行了大洋测深的最早尝试等。这些是早期的和零星的海洋考察活动。

二、单船走航调查时期(17—20世纪前半叶)

作为系统的和有目的的科学海洋考察，是从英国军舰"挑战者"号开始的。

1872—1876年，英国皇家学会组织并主持"挑战者"号在大西洋、太平洋和印度洋进行了历时三年半的环球调查，全部航程达126 000千米。它测量了调查区域的地磁和水深情况；第一次使用颠倒温度表测量了海洋深层水温及其季节变化；采集了各种海洋动植物标本和海底底质样品，并且得出海洋中含盐类的组成在各地都具有恒定性的结论。此次调查的全部资料和样品，经由70位科学家长达二十多年的整理和悉心研究，最后写出调查报告50卷，从而奠定了物理海洋学、化学海洋学、生物海洋学和地质海洋学的基础。

第一次世界大战后，海洋学研究由探索性航行调查转向特定海区的专门性调查。其中：

1925—1927年德国"流星"号在南大西洋进行了14个断面的水文观测；1937—1938年在北大西洋进行了7个断面的补充观测，前后共做了21个断面、310多个水文站。这次调查以物理海洋学为主，内容包括水文、气象、生物、地质等，并以观测精度高著称。调查的一项重大收获是探明了海洋的大循环。另外，经过7万多次海底探测，探测结果发现海底象陆地一样崎岖不平，变化万千，从而改变了所谓"平坦海底"的概念。

1947—1948年瑞典的"信天翁"号调查，被海洋学家誉称为是"近代海洋综合调查的典型"。此次调查历时十五个月，总航程达130 000千米，在大西洋、太平洋、印度洋、地中海和红海共布设测站403个，重点在三大洋赤道无风带进行，主要是热带深海调查和深海底的底质采集。全部调查资料和沉积物岩芯样品，经历了十余年的整理和计算分析，最后出版了"瑞典深海调查报告"计达10卷36分册。

这一时期前后，较著名的大洋调查还有：俄国"事业"号1823—1826年的环球调查；美国"卡那基"号从1909—1931年间断达二十余年的历史性考察；丹麦"台娜I号"、"台娜Ⅱ号"间断进行十五年之久的调查和1950年丹麦"加拉蒂亚"号所进行的世界性航行调查等等。

与此同时，作为海洋科学的国际性活动，1853年在布鲁塞尔举行了首次国际海洋学会议，会上决定了海上气象观测和海洋观测的标准方法；1902年由瑞典、英、俄、德、荷兰、芬兰、丹麦、挪威和爱尔兰等国联合成立了"北欧诸国国际海洋学研究理事会"，目的旨在共同研究改进调查方法和观测仪器、统一计量单位、拟定标准海水等，这些对以后海洋科学发展和调查资料交流起到了一定促进作用。

从十八世纪到本世纪五十年代止，全世界共进行了300次左右以单船走航方式进行的海洋调查。可以认为，对世界大洋及一些主要海域的温度和盐度分布、大型水团属性及海底地形的轮廓性认识，是这一系列调查的主要收获。

随着海洋调查事业的发展，在这期间，整个海洋科学也取得了较大的进展。

在海洋化学方面，人们发现了海水几种主要成分之间相对含量的恒定性，测定了氯度、盐度及密度的比值，测定了海水中各种元素的含量，开展包括海中同位素等的研

究；在海洋生物方面，早期大部分研究工作是在对较大海洋动植物的分类、形态描述，后来进入到对动植物与其物理环境关系的研究；海洋地质学的早期研究工作仅限于浅海，从“挑战者”号作首次环球航行后，才开始深海底质的研究。由于回声测深仪的问世和海底地球物理调查的进行，使人们对海底地貌、地质构造有了较清楚的了解。近代潮汐学研究始于十七世纪后半叶。1687年牛顿用万有引力定律解释了潮汐现象，并提出了平衡潮理论。1776年拉普拉斯创立潮汐动力学理论后，约经过一个世纪，达尔文等研究潮汐推算取得进展，且发明了潮汐计算机，从而建立了近代潮汐预报的雏型。到了本世纪二十年代，由于杜德逊等的继续探索，潮汐科学有了新的进展；波浪的最早研究是牛顿，到1825年，盖斯特奈提出了摆线波理论，1947年蒙克等在对波浪详细研究基础上，提出了可供预报用的理论和方法；海流的研究，1900年海伦-汉生从流场和质量场关系，从质量分布计算了梯度流。厄克曼创立了风海流理论。根据对大洋环流的调查，1950年蒙克提出了风生大洋环流的理论；海洋物理学中的声学、光学、电磁学等的基本理论，直到本世纪二十年代后才有所发展。

三、联合调查时期(二十世纪中叶至今)

本世纪五十年代以后，由于海洋在战略和经济上的意义日趋重要，世界上相继建立了不少与海洋有关的国际机构，并多次组织了规模宏大的国际海洋联合考察。

1955年由美国加利福尼亚大学斯克里普斯海洋研究所发起的“国际北太平洋合作调查”计划，由美、日、苏、加等国的21艘船只参加，调查涉及水文、气象、生物、化学各学科。1957—1958年国际地球物理年和1959—1962年国际地球物理合作联合海洋调查，其规模之大是空前的。这项对世界大洋全面、系统、深入的调查，由十七个国家、70多艘船只参加，重点观测区是南极和北极地带，赤道地区。之后，成立了世界海洋资料中心，使海洋研究进入了新时期。

六十年代，国际海洋联合考察的次数越来越多，手段也越来越新。其中最主要的有：1960—1964年由联合国科教文组织发起的十三个国家参加的(最后增加到二十多个国家和地区)国际印度洋考察，是迄今为止对印度洋的规模最大的一次考察。考察最大收获是从根本上改变了南印度洋长期以来海洋资料奇缺的状况。1963—1965年进行的国际赤道大西洋合作调查，是近年来多船同步观测和浮标阵观测相结合的最先尝试，目的在于验证海流理论和海洋环流模式。从1965年夏季开始，分阶段进行的国际黑潮及毗邻水域的合作调查，由十二个国家和地区的65艘船只参加，这项调查一直继续到1972年，其后还有黑潮调查研究和开发利用的调查工作，其成果主要反映在现已出版的5卷以“黑潮”命名的专著中。此外，1960年在哥本哈根召开了国际海洋学研究政府间会议，组成了隶属于联合国科教文组织的政府间海洋学委员会，现这一机构已成为全世界海洋事业的中心。

七十年代进行的“国际海洋考察十年”计划(1971—1981年)，是整个七十年代国际海洋联合调查的主体，由美、英、法、苏、日、加拿大等三、四十个国家参加。这项计划，据称是“一项世界规模的长期连续考察事业”，整个计划包括海洋环境调查、资源调查、地质学和物理学调查等。海洋环境调查和进行全球性基础研究，是整个计划的重点。另外，在这期间进行的还有“地球动力学”计划(1972—1977)、“深海钻探”计划(1968到现在)……。

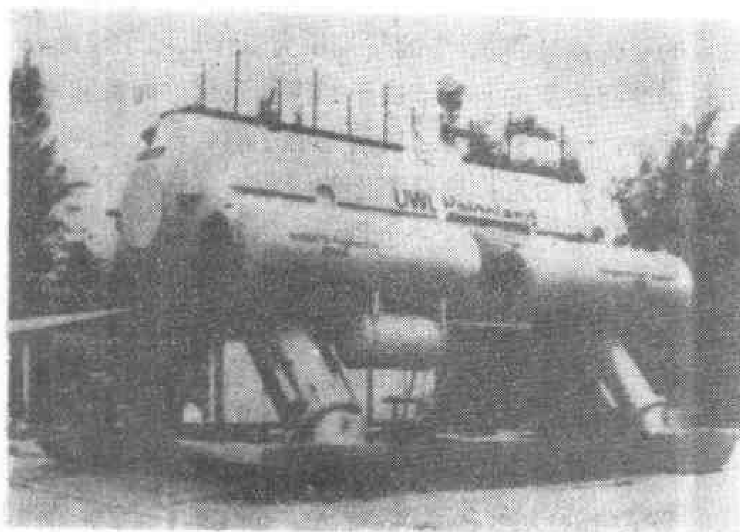


图1-4 "赫尔戈兰"号水下实验室

上述一系列有计划、有组织的大型海洋考察活动，取得了大量可供对比的基础性资料。为全面认识海洋、开发海洋、以及为海洋科学的发展奠定了新的基础。

随着海洋调查研究的日益频繁，海洋调查研究的技术装备也得到了很大发展和改善。包括电子计算机技术、水声技术、深潜技术、遥感技术、空间技术和激光技术的广泛引进和应用，充分展示了人类向海洋进军中所达到的广度和深度。

由于电子计算机的广泛应用，使海洋数据资料的获取、处理、存贮和转换达到了高度自动化，使过去可望而不可及的海洋数值预报和模拟实验变成了现实。在水声技术方面，利用旁侧声呐进行了大面积的海底地形测量和地貌调查；借助声遥感技术观测海流、追踪潮波的推移过程，已取得了良好效果；声学测波仪、声学验潮仪、声速仪和声速海流计等，是应用水声原理制做的新型海洋测试仪器，也已经投入使用。利用深潜技术研制的载入和无人潜水器、水下实验室、调查潜艇等，正被用来进行各种深度的水下作业，其中有的可以达到大洋的任何深度。1960年美国深潜球"特里亚斯特"号，曾潜入10 919米深的海底，创造了迄今人类下潜的世界纪录。深潜装置的发展，对海洋开展立体观测正起着越来越大的作用。海洋遥感技术，已为研究海洋大尺度过程提供了前所未有的可能性。人们利用微波辐射仪、激光雷达、声学探测器、多光谱照相仪和红外传感器，从卫星、飞机上研究海洋，已经取得了十分重大的成就，开创了太空海洋学的新时代。

在海上现场测量方面，海洋调查船仍是主要工具，各种调查船的数量在继续增加，船只性能不断得到改善。在七十年代初，全世界只有1000多艘调查船，1981年已增加到1600多艘。现在，各种性能的调查船和卫星、飞机、海洋浮标、水下实验室、潜水器等相结合，已经组成了从天空、海面到海底的走航、自记、遥测、遥感、遥控的立体海洋监测体系。

调查方式和观测手段的不断更新和发展，有力地推动了海洋科学从描述性的工作向实验性和理论研究的转变，保证了从六十年代以来一些重要的、以大型实验场为重点的海洋科研计划的进行，并取得了丰硕的成果。现简要介绍如下：

(一)中大洋动力学实验(MODE)

1970年，苏联在全套新技术系统装备下，用几十个大型资料浮标和五、六艘调查船相结合，在北大西洋东部进行了一次以海流观测为主的多边形大洋实验，持续时间达半年以上，共获得100万个以上的测流数据。结果表明，在这个过去认为是弱流（流速1厘米/秒）的海区内，存在着流速约10厘米/秒、相关尺度约100千米、时间尺度为几个月的

涡旋。在大洋中部出现的这类涡旋，即是目前通称的"中尺度涡旋"。之后，1973年3月到6月，美、英、法三国的50多名海洋学家，进一步在北大西洋西部的弱流区内，进行了代号叫"MODE-I"的另一次大洋动力学实验。这次实验，同样有几十个浮标、6艘调查船和数架飞机协同配合，并取得了与多边形实验几乎完全一致的结果。后来，从其它资料、包括从"天空实验室"拍摄的照片中也多次得到证实，在别的海区里也同样存在着这类涡旋。

中尺度涡旋具有的动能，约占整个海洋大、中尺度海流动能的99%以上。这一发现之所以重要，是因为它使过去经典大洋环流理论受到了巨大冲击，还使物理海洋学由过去研究平均状况的"气候学"时代，向着研究逐日变化的"天气学"时代迈出了极其重要的一步。这两项大洋动力学实验的结果，已被世界海洋学家公认为是近代海洋学的最大进展。

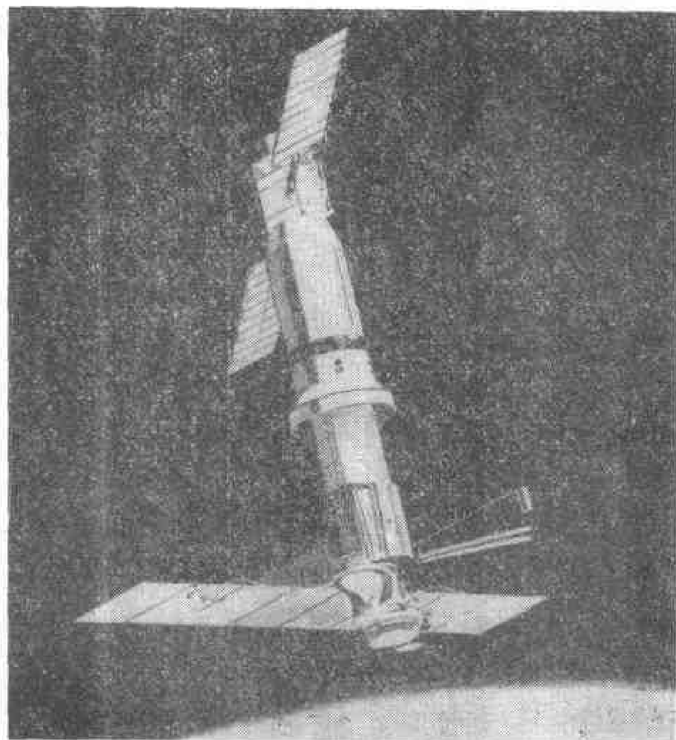


图1-5 海洋卫星A

(二)海气相互作用的实验研究

海洋与大气相互作用实验研究的对象，主要在于同时测定海洋和大气间的热量、动量、水汽等的输送与交换的定量特征及其物理过程。这项研究，以世界气象组织于1962年建立的世界天气监视网计划为契机，通过大西洋巴巴多斯区域的海洋与气象实验、北太平洋实验、全球大气研究计划、全球热带大西洋实验、长期气候变迁研究等一系列大规模实验研究，在许多方面已取得了令人鼓舞的进展。值得一提的是通过北太平洋这项实验研究，在确定北太平洋海面温度存在的大尺度异常方面作出了重要贡献。经验证明，这种温度异常，与北美大陆的气候变化关系颇为密切，这就为改进该地区的长期天气预报方法打下了良好基础。

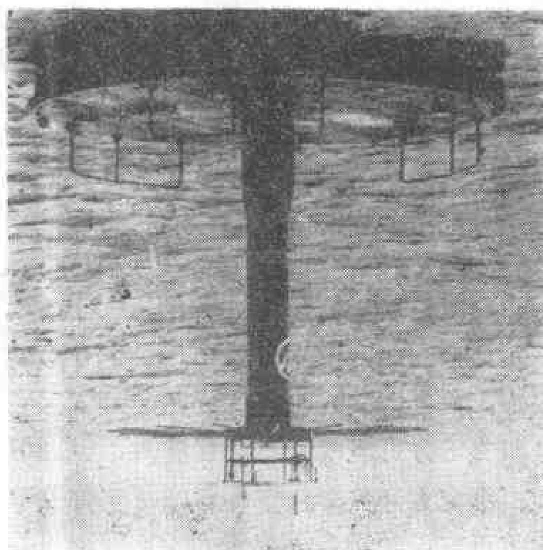


图1-6 海洋浮标

海气相互作用实验研究，采用立体调查越来越成为一种可取的方向。1969年进行的巴巴多斯区域海洋与气象实验中，就投入了24架飞机、12个海洋观测浮标和包括"发现"号、"海洋学家"号在内的10艘装备精

良的调查船，以及“艾萨”、“雨云”、“应用技术卫星”等多颗卫星的配合，对大西洋一块23万平方千米的海域(巴巴多斯岛以东)，上至3万米高空的大气，下至5400米的海洋深处开展了立体观测。全部观测资料由电子计算机进行处理。近年，国际上已制订了一项全球大气研究计划，设想在世界海洋上建立船只、浮标、气球、飞机和卫星等组成的观测网点，以收集更大范围的海洋、气象资料。可以预计，此计划实施之后，必将进一步推动海气相互作用的实验研究，并最终达到预测大气和控制气候变化的理想。

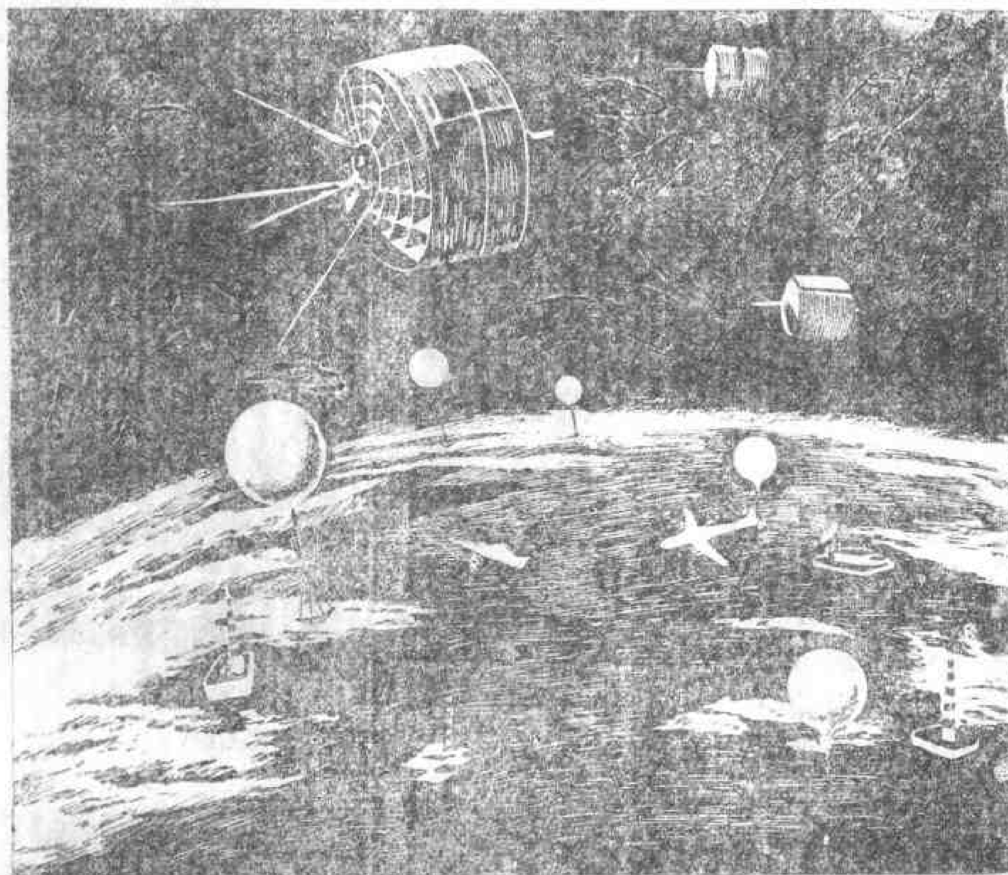


图1-7　海洋立体监视系统

(三)深海钻探实验研究

从浅层地质向深层地质发展过程中，从1968年起，美国深海钻探船“格洛玛·挑战者”号进行了一项以了解海洋地壳史、海底构造演化过程和海底沉积物的性质、历史等为目的的深海钻探实验研究，简称为“DSDP”。

该船从1968年起的十余年中，先后在除北冰洋以外的世界各大洋共进行了70多个航次的探测，取得海底深部岩芯样品几万米，钻孔最大深度达1500米，提供了洋底结构、矿产资源等十分可贵的资料。这些对于验证海底扩张和板块理论的正确性、预测海底矿产资源、研究古环境海洋学和深海沉积物及成岩作用，都具有巨大的意义。因此，深海钻探实验研究，可称是近年来人类向海洋进军中的一项壮举，也是从六十年代以来地质海洋学的一项杰出成就，它标志着地质海洋学已进入理论探讨的新时期。

与此同时，在海洋各学科的其它方面也都有很大的发展。例如：地质海洋学方面，洋中脊是八十年代重大发现之一。另外，由于海底扩张和板块学说的提出，为地球科学研

究提供了新的理论。生物海洋学方面，有关海洋生物生产力及资源的合理利用，水产养殖和近岸水域农牧化，生态系和群落结构等研究，进展颇为显著。化学海洋学方面，已开始运用物理化学理论与实验数据，对海水中各种化学平衡关系提出了系统的理论分析和计算，从过去描述性的海洋化学，逐渐发展到比较定量地研究化学物质在界面之间的平衡、变化转移的规律(界面化学)。物理海洋学中的波浪和潮汐研究、风暴潮的预报、海洋声学、光学的研究，也都有长足的进展。

总起来，在海洋科学发展的最近时期(联合调查时期)，特别是近二十年，由于国际海洋机构的不断建立，国际海洋联合考察不断兴起，各种新技术的广泛应用和立体调查方法的逐渐发展，使海洋调查研究的手段、范围、规模起了极大的变化，整个海洋科学获得了十分迅速的发展。也许可以这样说，装备技术和测试手段的不断发展和提高，使海洋调查资料在精度、广度和时间连续性方面有了质的飞跃；通过以大型实验场为重点的调查研究，新的海洋现象大量发现，新的理论、新的概念不断提出，在某些基础研究领域已获得了突破性的进展。

我国是兴渔盐之利最早的国家之一，在世界航海史上也有过光辉的业绩。然而，后来的历代统治者采取"禁海"、闭关自守政策，使我国的海洋科学事业直到解放前仍基本是空白。

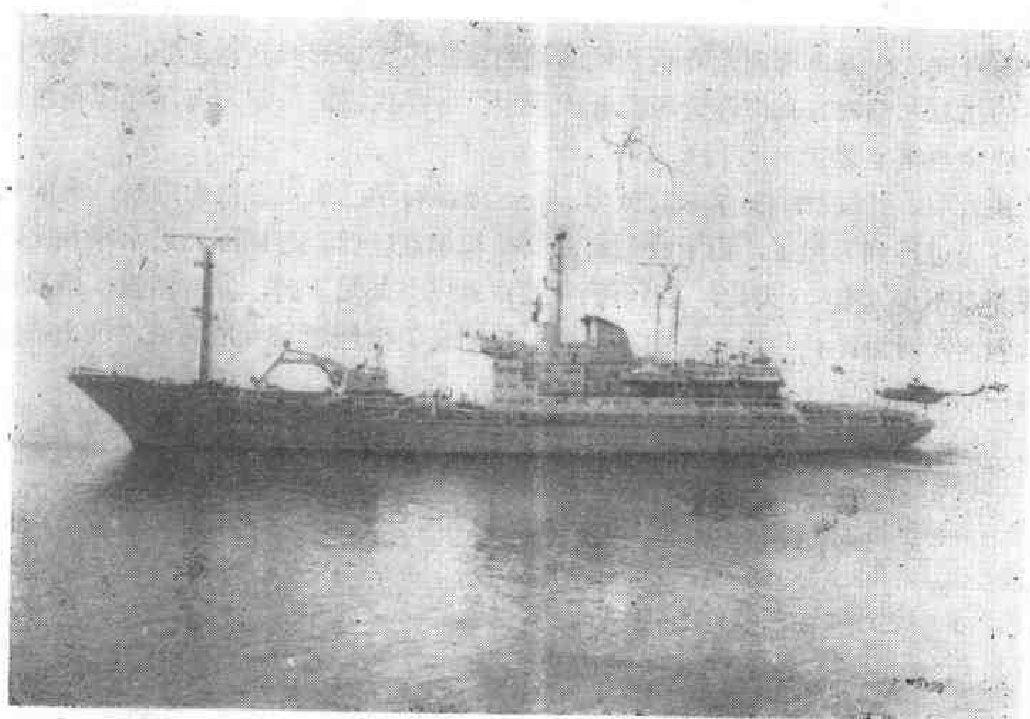


图1-8 "向阳红10"号调查船

新中国成立后，百废俱兴，海洋科学才得到迅速的发展。建国初期，初步组建了我国的海洋机构和科技队伍，开始了小范围的以渔场为主的海洋调查。随后，又相继设立了海洋高、中等专业人材的培训基地和各类研究所，建造了海洋综合调查船"金星"号(中国科学院海洋研究所)、"东方红"号(山东海洋学院)和国家海洋局的"实践"号、"向阳红5"号、"向阳红9"号、"向阳红10"号、"向阳红16"号、以及地球物理勘探船、石油勘探

船、水声考察船等各类船只165艘，此外，还逐步完善了沿海海洋测报台网和建成了一支学科比较齐全、并有一定规模的科技队伍。1964年又成立了全国海洋工作管理机构——国家海洋局。三十多年来，我国海洋工作已形成了海洋教育、海洋研究、海洋管理等完整的体系。海洋事业呈现出一派生机盎然的景象。

1957年下半年中国科学院海洋研究所和山东大学海洋系在北黄海和渤海进行了一次同步观测。大规模和经常性的海洋科学研究，是从1958年全国海洋综合调查开始的。

1958—1960年，由全国六十多个单位、30多艘调查船和近千名科技人员参加的全国海洋大普查，开展了对渤海、黄海、东海、南海四个海区的大规模综合观测，第一次系统完整地掌握了我国各海区的海洋观测资料，编绘出版了有重要科学价值的海洋图集和调查报告。这次调查，为我国海洋事业的发展作出了卓越贡献。

从1960年起到现在，我国又先后开展了全国海岸带调查、大陆架调查、浅海石油地质和地球物理调查、海底电缆路由调查和海洋污染等多种调查，调查手段日趋现代化和自动化。从1976年开始，又相继进行了太平洋特定洋区的综合调查，总航程逾十万千米，获取了大量水文气象和重磁资料。其中，海上高空探测高达35 339米，深海取样的最大深度为5412米，生物取样拖网最大深度为4000多米，并从3000米、4000米、5000米的大洋底部进行了锰结核采集，填补了我国大洋资料的空白。我国还派船参加了首次全球大气试验和国际间的联合调查，广泛参加了国际学术交流活动。在理论研究方面，诸如海浪谱的研究、浅海声场理论分析和风暴潮的预报研究等都有独到之处，引起了国外海洋学家的注意和重视。在海洋资源的开发利用、海洋仪器的研制、海洋环境预报服务等方面，成绩也很显著。

上述表明，经过三十多年来的努力，我国海洋科学已取得了很大进展，有的领域已进入世界先进行列。但是，由于我们起步较晚和起点较低，与国际先进水平相比，在许多方面还有不少差距。为此，我国海洋工作者应当鼓足干劲，发奋图强，争取在不太长的时间内，对海洋科学的一些主要领域，特别是关键性领域有所突破，赶上甚至超过当时的国际先进水平。

复习思考题

1. 试述海洋学的定义及包括的范围。
2. 简述海洋资源在人类生存中的地位和作用。
3. 海洋学发展分哪三个时期？各时期的主要特点是什么？

第二章 海洋形态

海洋形态是海洋地质学的一个重要组成部分，它对海洋水文、化学、生物和物理有很大影响。地形对海流的影响也是明显的，如当海流流过一高地或地形突然变深的地方，常常形成一个垂直环流；海流遇到海岸的阻挡，流向便要发生变化。

海洋形态的研究成果直接应用于国防和生产建设。目前，有些国家设法将一些军事目标转移到海底，研究各种水下攻击系统和防御系统，建立海底战略基地，进行了大量海底地形和海洋地质方面的调查研究工作。

第一节 地球概论

海洋是地球发展过程中的产物，要全面认识海洋，必须先对地球的形态、内部结构和它的发展史等有个概括的了解。

一、地球的形状和大小

人类居住的大地是个什么形状，中外古人作过多种猜测。希腊诗人荷马，把大地说成是一个与盾状类似的"圆盘"。我国也流传过"天圆地方"的说法。但是，自从1519—1522年麦哲伦等人完成了环绕大地的航行之后，人类才第一次以亲身经历，证明大地是球状体。

随后，通过多次大地测量，人们又进一步地认识到地球是一个两极略扁、赤道稍稍膨胀的椭球体，样子略象一只"桔子"。由于地球绕地轴转动，所以叫"旋转椭球体"。近代，由于空间技术的进展，一些科学家根据有关地球卫星的资料分析*，认为地球形状更接近于一个丰满的"梨形"，即地球的南北半径并不互相对称；地球的几何中心并不在赤道平面上。比较起来，北半球较细、较长；南半球较粗、较短。因此，地球实际上不是真正的椭球体，而是一个不规则的扁球体。传统的意见认为，地球有它独特的形状，被叫做"地球体"。现在，人们采用地球赤道半径为

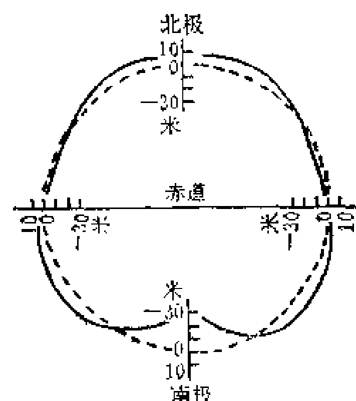


图2-1 大地水准面对参考扁球体的偏离

* 1971年第十五届国际大地测量和地球物理协会根据有关地球卫星资料的分析，决定采用如下数据：

地球赤道半径a	6378.160千米
地球极半径b	6356.755千米
地球扁平率 $\frac{a-b}{a}$	$=\frac{1}{298.25}\doteq0.0033529$
赤道周长	40 075.24千米
子午线周长	40 008.08千米
表面面积	510 070 100千米²（约5亿千米²）
体积	1 083 157 900 000千米³（约一万亿千米³）

6378千米，极地半径为6357千米，前者比后者大21千米，而地球的平均半径取为6371千米。

正因为地球是一个近似的椭球体，地球体的各部分不可能同时受到日光的照射，所以每个时刻，地球都分为向阳的一半和背阳的一半（也就是昼和夜）。地球背阳面的热量平衡和向阳面的热量平衡是不同的。由于这个不均匀性，使地球上的水文要素和气象要素的分布不均匀，从而引起了大气的环流和大洋的环流。

因为太阳和地球之间的距离极大，辐射到地球上的光线可以说是平行的。平行的太阳光线射到地球体表面，同一时刻在各点所成的入射角不相等，所以，在同一时刻太阳辐射使地球上各处增温的强度不同，这就引起了各地热量分布的不均衡，造成各种气象要素和海洋水文要素的分布也就不均衡。加上地球自转产生的柯氏力，地球和其他星体之间的相互吸引和排斥，以及海洋各种要素间的相互影响等一系列因素，使海洋水文要素的分布变化极端复杂。

二、地球的内部结构

研究结果表明，地球由表及里，大致分为地壳、地幔和地核三大部分。按照这种划分法，地球可以简单地比作一个煮熟的鸡蛋，地核相当于蛋黄，地幔相当于蛋白，而地壳则相当于坚硬而薄薄的蛋壳。地壳与地幔之间的不连续面叫做莫霍界面。地幔和地核的交界面叫做古登堡界面。根据小林和男所介绍的现代的一种划分（图2-3右），地壳（岩石圈）占据0—60千米，其下是软流层60—250千米，再其下是中间层（2650千米）。在中间层与

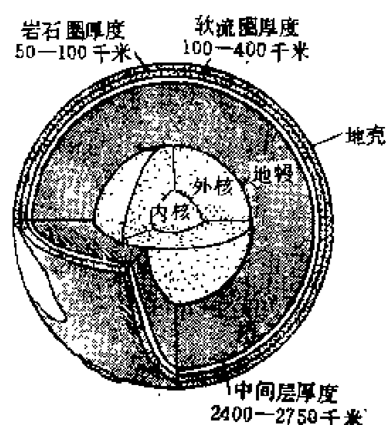


图2-2 绘有主层和分层的地球内部结构图
（内核厚1320千米，外核2160千米，地幔2900千米，地壳5—40千米）

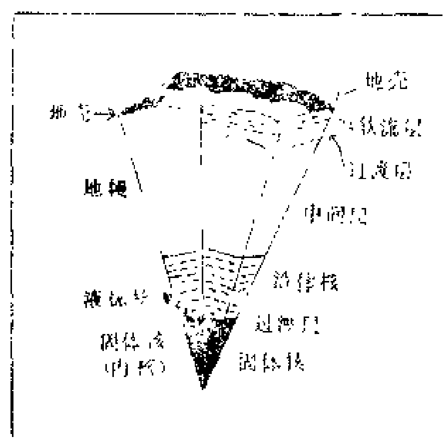


图2-3 地球内部的结构
（左边是过去的见解，右边是现在的见解）

软流层之间有过渡层，深度约100—650千米。中间层下面是地核，地核又分液体核、过渡层与固体核。根据傅承义在他的《地球十讲》中所引用的数据，液体核与过渡层为2220千米，固体核为1251千米。不同作者的划分稍有差别。

地壳厚薄不均，其厚度大约在0—60千米之间，一般说来，陆地的地壳比较厚，在高山之下尤为深厚，我国青藏高原的地壳厚达65千米以上。平原之下稍薄些，而在海洋底之下，地壳最薄（最近美国在南美洲圭亚那外海1600千米的大西洋中，用测量地球引力极微小波动的先进仪器测得地壳最薄的部分厚度只有1.6千米。在太平洋的某些区域，

甚至根本就不存在地壳)。大陆地壳平均厚度33千米，海洋盆地地壳厚度一般为5千米(图2-4)。



图2-4 位于大陆和海洋之下的地壳分布

(硅铝带是花岗岩地壳，富含硅石和铝。硅镁带是玄武岩地带，硅石和镁相当丰富。注意洋盆之下比较薄的地壳部分)

三、地球表面上的水陆分布

地球表面面积为510.07×10^6千米^2，其中海洋占361.059×10^6千米^2，约占地球总面积的70.8%；陆地面积只有149.041×10^6千米^2(1978年茂木昭夫的统计数据为148.92×10^6千米^2)，约占地球总面积的29.2%。海、陆面积之比为7比3，海洋面积相当陆地面积的2.5倍(图2-5)。虽然海洋面积占明显的优势，但海洋只是地球表皮上的一层薄膜，它的厚度只是地球平均半径的1/1600。海水的体积为1.370×10^9千米^3，约占地球体积的1/800。

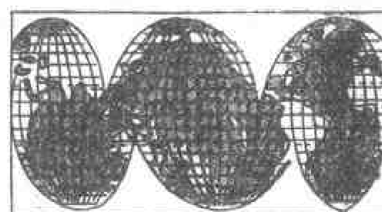


图2-5 古德绘制的陆地和海洋等体积投影图

由于海陆面积相差很大，用任何方法划分的两个半球，海洋都占优势。

以赤道作标准，把地球分成南、北两个半球(图2-6)。在北半球，虽然分布着世界上最大的欧亚大陆、北美洲和非洲北部等，但除去北纬60—70°一带陆地面积占71%外，其他各纬度上海洋面积都比陆地面积大。在南半球，陆地面积更小，只有南纬80°以南完全是陆地(南极洲)，其他绝大部分都是海洋。据估计，北半球海洋面积约占60.7%，南半球海洋面积占80.9%。若以西经20°为标准，把地球分成东、西两个半球，以东的叫东半球，以西的叫西半球(图2-7)。东半球海洋占65%，陆地占

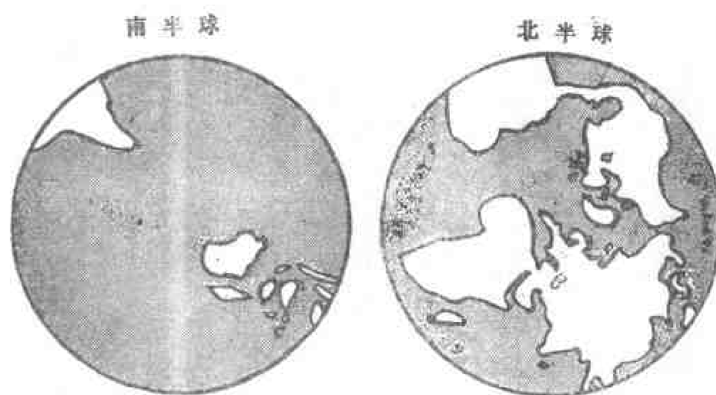


图2-6 地球的南北半球

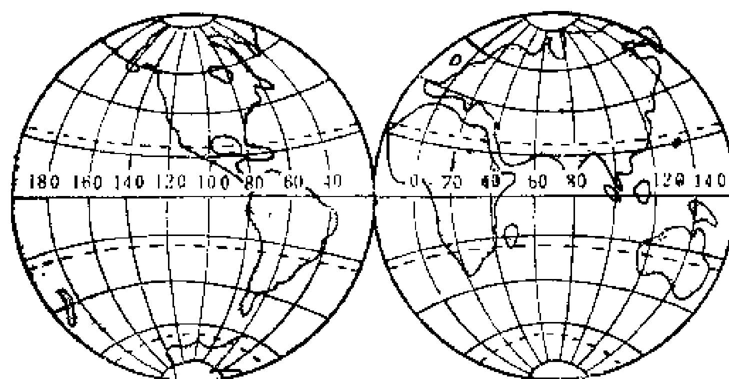


图2-7 东半球和西半球的海陆分布

35%，而西半球海洋占80%，陆地占20%。

另外，可以把整个地球划分为陆半球和水半球。陆半球的中心点在法国维莱纳河口的杜曼岛，水半球的中心点在新西兰东南面的安提波德斯岛。这样划分，使地球上面积最大的几块陆地，象欧亚大陆、美洲大陆和非洲大陆等，大部集中在陆半球；水半球只有澳洲、南极洲和南美洲的一小部分，绝大部分都是广阔的海洋。即使这样划分，陆半球的陆地也只占到陆半球总面积的47.3%，而在水半球，海洋面积占水半球总面积的90.5%（图2-8）。

南、北半球各纬度水陆面积的分配比较见表2-1和图2-9。图2-9表明，各纬度上海陆分布的不均匀性，在南纬56°—65°之间，完全没有陆地，汪洋的大海环绕着地球；在北纬65°附近，大陆几乎连成一片（白令海峡宽度仅86千米）。图中还表示水陆随纬度分布的百分比，实线为50%的界线，虚线是25%的界线。可以看出，除了北纬45°—70°之间以及高于70°的南极地区的陆地面积大于海洋之外，大多数纬度上海洋的面积均大于陆地，而且，北纬15°到南纬70°这一宽广区域的海洋面积均在75%以上。

图2-10是各个纬度上海洋所占面积的曲线，它表明了海洋的面积以赤道至南纬20°最为宽广，并大体上向两极渐减，在纬度高于80°的南极地区，则完全被陆地占据。

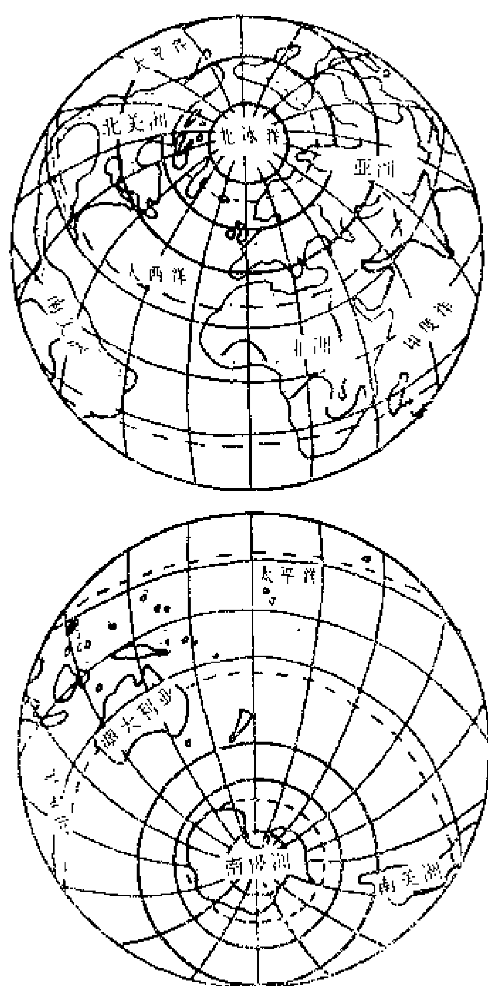


图2-8 陆半球与水半球

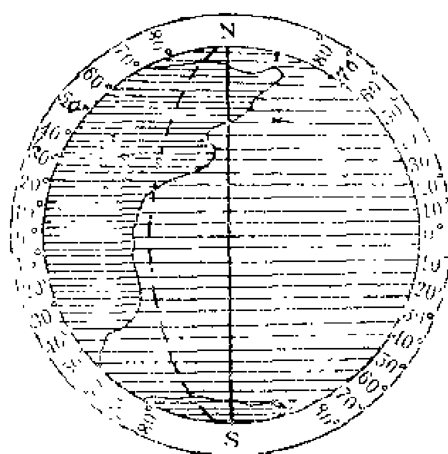


图2-9 各纬度水陆分布面积比较

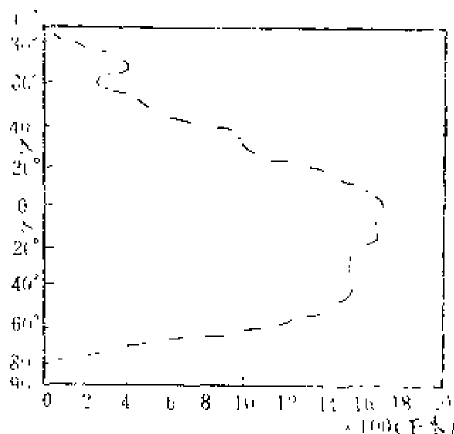


图2-10 海洋面积随纬度分布
地球面积(亿千米²)

海洋分布的上述特点，对于气候状况、海洋水文要素的分布和变化，以及海水的运动等都有很大影响。

据近年来调查的新资料，如表2-2绘制成图2-11。图2-11是地壳表面(包括水上和水下)在各不同高度或深度上的面积分布情况。纵坐标表示高度及深度，横坐标表示所占的面积。上边表示绝对面积，下边表示相对面积。左边的方块表示某两个高度(深度)之间的面积大小。曲线是面积的统计(累积)曲线，在它上面的任一点所对应的面积，就表示该点相应高度（深度）以上的所有海、陆面积总和。由图2-11看出，对于陆地来说，1000米以内的面积最多；在海面以下，则以4000—5000米深度所占的面积为最大。图中还指出了陆地的平均高度和海洋的平均深度以及大陆架、大陆坡、大洋盆地和海沟的深度范围和面积

表2-1 不同纬度海、陆面积的分配（百万千米²）

纬度	北半球			南半球		
	总面积	大陆	海洋	总面积	大陆	海洋
90°—80°	3.9	0.4	3.5	3.9		
80°—70°	11.6	3.4	8.2	11.6	12.1	3.4
70°—60°	18.9	13.5	5.4	18.9	1.9	17.0
60°—50°	25.6	14.6	11.0	25.6	0.2	25.4
50°—40°	31.5	16.5	15.0	31.5	1.0	30.5
40°—30°	36.4	15.6	20.8	36.4	4.2	32.2
30°—20°	40.2	15.1	25.1	40.2	9.3	30.9
20°—10°	42.8	11.3	31.5	42.8	9.4	33.2
10°—0°	44.1	10.1	34.0	44.1	10.4	33.7

表2-2 不同高度和深度所占面积

陆地(高度，米)	各级高度所占面积		海洋(深度，米)	各级深度所占面积	
	10^6千米^2	占地球面积(%)		10^6千米^2	占地表面积(%)
3000以上	6.12	1.2	0—200	27.45	5.6
3000—2000	10.20	2.0	200—1000	15.33	3.0
2000—1000	23.97	4.7	1000—2000	14.87	2.9
1000—200	60.69	11.9	2000—3000	24.56	4.8
200—0	47.94	9.4	3000—4000	70.81	13.9
			4000—5000	120.58	23.2
			5000—6000	83.13	16.4
			6000以下	4.33	0.9
合计	148.92	29.2	合计	361.06	70.8

地球上的陆地，依面积大小不同，分为大陆和岛屿，大块的陆地叫大陆；小块的陆地叫岛屿。其实大小块只是相对的说法而无绝对的标准。通常把澳大利亚〔面积760万（千米）²〕当作最小的大陆，而把格陵兰〔面积220万（千米）²〕当作最大的岛屿。

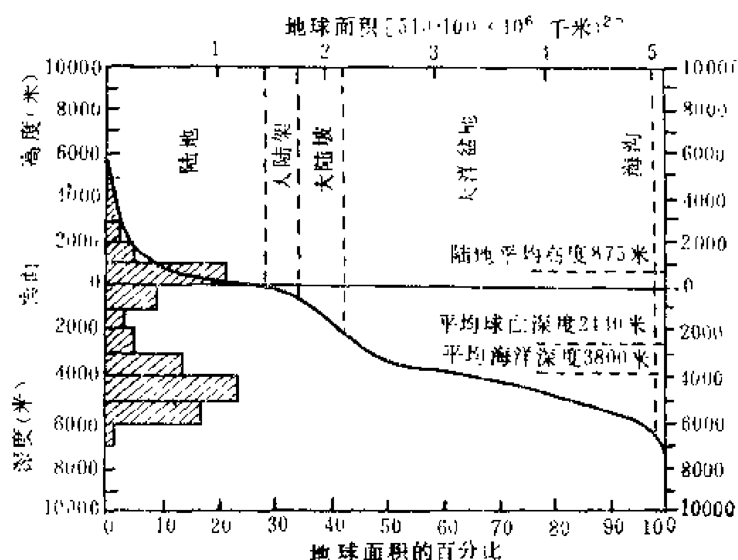


图2-11　地壳起伏统计曲线图

全球大陆共六块，即欧亚大陆、非洲大陆、北美大陆、南美大陆、澳大利亚大陆和南极洲大陆。这些大陆的特点是：

（1）大部分大陆北部宽，南部较狭。如北美南美和欧亚大陆。

（2）花彩岛屿大部分位于大陆的东海岸。如在亚洲的东海岸，花彩岛屿大都排列成弧形，称岛弧。

（3）大西洋东西海岸的弯曲形状很相似。在大西洋东岸欧洲和北非的海岸向西突出，而中非和南非的海岸向东凹进。大西洋西岸、南美北部海岸向西凹进，而南美东部海岸向东突出。

（4）大陆东西边缘有隆起的高山；在大陆中部有下陷的低地。

地球上陆块的这些形态特征与大陆漂移、海底扩张有一定联系。

第二节　海洋的起源

随着近代科学的飞速发展，人类对于地球的认识无论在深度与广度方面，都有很大的提高。人类生活的地球与其它星球比较，最突出的特点，就是具有浩瀚的海洋。它对于地球在历史时期的演变，以至对生命的起源及人类的活动都具有极其深刻的重大意义。为了正确认识海洋，必须知道海洋的起源。

一、海水的来历

地球上的水圈主要由海水组成。在地球的总水量中，海水占97％，其余的冰川占2.25％，而剩下不到1％是河水、湖水及地下水。大气中的汽态水，在数量上更是十分

次要的。如果地球上的水，平均分配在地球表面上，并且折合成液态水的深度，即所谓当量水的深度，那么海水的当量深度应为2700—2800米，而大气中的水汽的当量深度只有三厘米。因此，水圈的来源问题，主要是指海水的来源问题。

最初，地球表面是凹凸不平的，并没有现在如此浩瀚的海水，当时地球上的水，绝大部分是以岩石中结晶水的形式存在于地球内部，而随着地球的演化，这些内部的水就逐渐聚集于地表上来了。因此，从根本上来说，海水是来自地球内部，来自地下的岩石。但是海水在表面上来说，它又是从大气中水汽凝结而来。这是由于地球在演化过程中，地球内部放射性物质进行裂变，放出热能，使地壳增温，于是地球内部就产生愈来愈多的水汽，这些具有高温的水汽，通过岩浆冒冲或火山爆发，又跑到地球的外部，变成气态水，出现在大气中，并且以雨滴的形式再层降到地球表面上来，形成原始的水圈。

由于地球上的大气是不多的，它能容纳的水汽因之就更少了。因此，海水水量的增多应该还有一个逐渐积累的过程。据估计，原始海洋中的水约为目前海水的1%。那末，现在地球上有这么多的海水，无疑是地球形成以来，经过十几甚至几十亿年的逐渐积累而成的。

由于基岩的溶解提供给海水盐分，海底火山喷发活动不断增加海水中的氧化物和硫酸盐的含量以及大陆径流的作用，现在的海水不但多，而且是咸的，平均盐度可达35。这里强调指出：一方面地表上河水最后的归宿是大海，而河水流经陆地时总带有一定量的盐分；另一方面，广大面积的海水唯一去路是蒸发，而蒸发出去的总是淡水，这就是地球表面在太阳能和重力能的作用下，造成自然界水的循环。

水的循环过程，不断形成降水，进而形成流水、冰川、地下水等，它们在流动过程中所产生的动能，不断改造地表，并把破坏的产物以各种方式搬运到大海等低洼地区进行堆积，因之对地壳表层化学元素起着迁移、分化和富集作用。这就是海水逐渐变成的根本原因。

二、海洋的形成

关于地壳演变和海洋形成的基本规律，自人类发现地壳运动现象以来就力图解释其成因。先后许多学者在科学舞台上曾提出风行一时的学说，有收缩说、膨胀说、大陆漂移说、对流说、地球自转速度变化说、海底扩张说、板块构造学说以及全球大地构造学说等等。这里，扼要介绍以下几种：

（一）大陆漂移说

十九世纪初，德国学者魏格纳于1912年较系统地提出了大陆漂移说。他发现南美大陆和非洲大陆边缘形态正好可以拼合起来，从这一现象着手，并搜集了大量有关地质结构、古气候条件、岩石和化石以及生物种类等方面资料，通过分析研究后，他就大胆地提出了大陆在漂移的设想(图2-12)。他认为在大约三亿年前，地球只有一块陆地，这块原始的大陆，称“泛大陆”，在它的周围是广阔的海洋，称为“泛大洋”。后来，由于天体的引潮力和地球自转离心力的作用，“泛大陆”，就开始分裂和漂移。“泛大陆”第一次破碎在二亿年前，第二次破碎在一亿三千五百万年前。以后久而久之，才分离成近代全球大陆和大洋的分布状况。

大陆漂移说由于当时一些局部资料有误差和引起漂移的驱动力论据还不够充分，故曾引起一些人的反对。

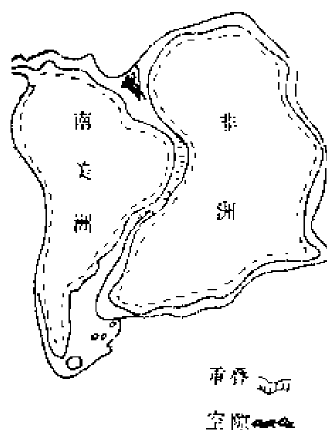


图2-12 非洲和南美洲在914.4米深处的拼合

（二）海底扩张说

1961年美国人赫斯发现大洋底的海岭有如下几个特征：

（1）陆地上的山脉，主要是深厚的沉积物质褶皱而成；而大洋底的海岭，则全部是地壳下岩浆升上来凝结而成的。它没有受到挤压，也没有形成褶皱；

（2）沿着大洋海岭的顶部，有一条很深的裂缝，它的长度几乎与海岭一样。裂缝里的岩石年龄很轻，裂缝两侧越往外岩石年龄就越大；

（3）裂缝两侧的岩石，向相反方向运动，运动速度是每年1—5厘米，最快的是太平洋海岭，最慢的是大西洋海岭和西北印度洋卡尔斯伯格海岭；

（4）海岭并非象长蛇一样连成一体，而是由于移动方向和速度不一样，被撕裂成若干段。每段本身，则保持相对稳定。段与段之间的破裂带又称为转换断层，这是地震发生最多的区域；

（5）海岭上热流值（在单位时间内通过岩石单位面积的热量值）比较高，两边比较低。

根据上述事实，他提出了“海底扩张说”。设想大洋的海岭是新地壳的诞生地。地幔中的物质不断地从海岭当中的裂缝里流出来，凝结在海岭两边，使海岭不断向外扩张，形成了一浪接一浪，后浪推前浪的运动方式。而且现在这种运动仍在继续进行。大洋底部，就是处在这样不断地形成更新过程中。

海底扩张说是板块构造理论的基本思想之一。

（三）板块构造学说

1965年，加拿大人威尔逊在大量海洋地质、地球物理和海底地貌等资料分析的基础上，建立起一种新的大地构造理论。板块构造学说是大陆漂移说和海底扩张说的具体引伸。他认为地球上层的构造，并不是一块整体，而是为一些构造活动带（如海岭、岛弧构造）所割裂，形成几个不连续单元，称板块。每个板块在地幔软流层上漂移运动，这些互相运动着的板块所产生的一系列构造现象和内在联系，就叫板块构造。

板块构造学说认为全球地壳由二十来个大板块组成，最基本的由六大板块拼合而成：欧亚板块、非洲板块、太平洋板块、印度洋板块、美洲板块和南极洲板块（图2-13）。这些板块的界限并不是大陆边缘，而是海岭、岛屿构造。除了太平洋板块完全是水域外，其他板块都包括部分海洋与大陆。往后又被划分出了一些小板块：菲列宾板块、爱琴板块、可可板块、智利板块等。

板块构造理论比较好地解释了某些全球性的大地构造问题和矿产分布规律，给海洋的形成和变化，提供了一个较清晰的纹理。大洋中的许多地质现象，得到了合理的解释。但仍然存在一些问题，例如，大陆边缘是蕴藏石油极为丰富的地方，据估计，至少也有二百亿吨，最高可能有二千五百亿吨以上。大陆边缘储藏着如此丰富的石油，究竟与“板

块”学说有什么关系？另外，关于板块的厚度、驱动力等问题，目前仍然存在较大的分歧，还待进一步研究。

（四）全球大地构造学说

近年来，海洋科学经历了巨大的变革，在许多方面取得了显著进展。海洋地质学和海洋地球物理学的成就，推动了地球科学向前发展。开展了海洋底钻探活动，并对地质、地震、地磁年代、高压物理等方面进行测定和研究，为探讨海陆起源和变迁提供了科学依据，从而提出了大地构造新学说。

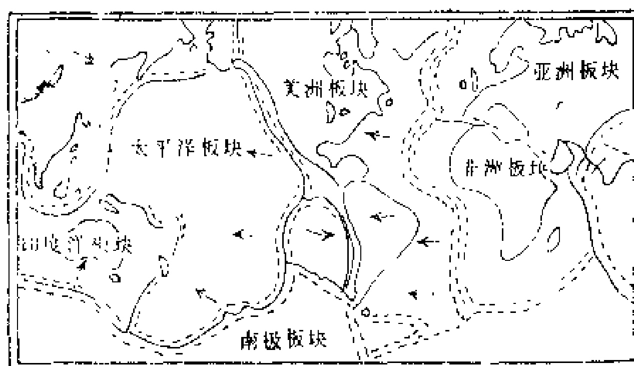


图2-13 地球上六大板块和板块运动方向

全球大地构造新学说，把大陆漂移、海底扩张、板块结构与火山活动、地震、山脉演变、矿床生成等重大地质课题纳入统一的理论之中。全球大地构造新学说的主要点是：

（1）地壳大致可以划分为六大板块；

（2）大地构造活动的基本原因，是由于巨大的岩石层的板块在软流层的带动下相互作用所引起的；

（3）各个板块交界的地方，是火山和地震活跃的地带；

（4）海洋板块和大陆板块相撞的地方，海洋板块就潜入大陆板块之下，于是形成了海沟；

（5）大陆板块互相冲撞时，大陆形成一种造山运动，我国西部的喜马拉雅山，就是这样形成的；

（6）大洋中板块接壤处，相当大一部分是洋中脊所在地，这里有地幔物质时断时续地涌出，形成新的洋底，并推动旧的洋底在海沟——岛弧外缘沉入地壳底下。洋底扩张速度每年几厘米或者更快些，这样，就使洋底在二、三亿年更新一次，而其它海洋环境却比洋底古老得多。

必须提出，上述学说仍存在许多难题，尚待研究解决。此外，持批评和反对意见的也不乏其人。随着科学技术的进展，将会有更新的更完善的学说取代之。

我国优秀的科学家李四光教授，对地质力学提出一整套全新的见解。他很早就认为大陆以水平运动为主。在地球自转速度变快时，亚洲大陆站住了，美洲则逐渐落后，向西“漂去”。欧洲破碎了，印度和非洲则慢慢脱离。东西方向大致是这样，南北方向则是陆地由两极向赤道移动，褶皱、断裂、堆积，形成一系列“山”字型构造带。李四光的理论给我国海洋地质学发展打下了良好的基础，作出了杰出的贡献。

三、海洋的划分

地球上广大的连续水体总称为“海洋”。根据水文及形态特征，可分为主要部分及附属部分。主要部分为洋，附属部分是洋的边缘部分，称之为海、海湾、海峡。分述于下：

（一）洋

面积广阔，约占海洋总面积的89%，深度大，一般在2000—3000米以上。水文要素

不受大陆的影响，相对来说比较稳定，季节变化小。盐度平均为35。水色高，透明度大。有各自的潮波系统和强大的洋流系统。大洋的沉积物为深海特有的钙质软泥，硅质软泥和红粘土。

世界大洋是互相沟通的，但是，它具有局部差异。根据岸线的轮廓、底部起伏和水文特征，世界大洋可分为太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋(有些书中把北冰洋看作大西洋的附属海，称为北极海)和南大洋(曾用名有南大洋、南极洋、南冰洋、南方诸海、南极诸海、南方海等)。

大西洋从南极向北伸展，一直伸入北冰洋。它和太平洋之间以合恩角(西经70°)到南设得兰群岛之间的最短距离为界。大西洋和印度洋之间，则以经过好望角的子午线(东经20°)为其分界线。太平洋和印度洋的界线是：沿着由马来半岛经过苏门答腊岛、爪哇岛、帝汶、澳洲的伦敦德里角、塔斯马尼亚，再沿东经140°这一子午线直到南极。太平洋和北冰洋以白令海峡为界。奥克尼岛和菲罗尼岛之间的海脊，菲罗尼岛一冰岛之间的海脊，以及冰岛一格陵兰之间的海脊，构成了大西洋和北冰洋的界线。

南大洋是环绕南极大陆，其北边无陆界的独特水体。由南大西洋、南太平洋和南印度洋各一部分连同它们的附属海组成的。因为北边缺乏陆块作为传统意义上的界限，地理学界不予承认。但由于这些水域在气候方面的均一性，以及在沟通三大洋使其深层和底层保持含氧低温环境方面有重要作用，一些科学家认为，把它们合为一个整体便于研究。海洋学家考虑该水体的物理特性及其中供养的同一动物区系，把它划为一个独立的海域。

南大洋的北界很难确定，十九世纪以来，先后采用过多种界线，有以流冰群范围的南纬60°为界，有以合恩角所处的南纬55°为界，有的以几个大陆最南端连成的大圈为界，甚至扩大到南纬35°，有的以接近西风环流的南纬40°为界，一般以南极辐合线为南极洲北界，以副热带辐合线为南大洋北界，南极辐合线以南为南大洋极区，以北为南大洋亚极区。

如以南纬55°为界统计，南大洋面积为32×10^6平方千米，如以南极辐合线为界，面积为38×10^6平方千米，如以副热带辐合线为界，面积约为77×10^6平方千米，占世界大洋总面积22%左右，辐合线是海洋学上的自然界线，但都有季节和年际的变化，并不固定。

大洋的面积(南大洋三个扇形部分的面积已归入三大洋)，以太平洋最大，大西洋次之，北冰洋最小。大洋的平均深度以太平洋最深(见表2-3)。

表2-3 大洋的面积和平均深度

名称	面积		深度(米)		备注
(不包括海)	$\times10^6$千米^2	%	平均	最大*	
太平洋	165.246	45.8	4028	11 500	*为有的资料上为11 033米
大西洋	82.442	22.8	3627	9219	
印度洋	73.443	20.3	3897	7450	
北冰洋	5.035	1.4	1296	5220	

（二）海

面积比洋小得多，只占海洋总面积的11%。深度一般较浅（见表2-4）。海水的物理化学性质各有特点，受大陆影响有显著的季节变化。水色低透明度小，没有自己独立的海流系统和潮波系统，多数受大洋影响。沉积物多为陆生的，如砂、泥砂、生物碎屑等。地质学上生成年代比大洋新。

海，按照它的位置可分为内陆海和边缘海。

1．内陆海　在陆地内部，仅通过一个或几个海峡与大洋相通的海。它又称为地中海。

内陆海的主要特征是，受周围大陆的影响比较显著。它与邻近大洋或海域的水体交换受到海峡地形的限制。在海峡的海槛深度以深的水体，“孤立程度”较大，通常只能通过水体的垂直运动来更新。

内陆海的总面积为31.849×10^6平方千米，占大洋总面积的8.8%。内陆海可分为二种不同类型的海。

（1）陆间海——在几个大陆之间的海叫做陆间海。它又称为陆间地中海。此类海有：欧洲地中海、美洲地中海、亚洲地中海（它又称为澳亚地中海）、北极地中海等。

陆间海的总面积为29.518×10^6平方千米，占大洋总面积的8.2%。

（2）陆内海——在一个大陆内的海，叫做陆内海。它又称为陆内地中海。此类海有：红海、波罗的海、波斯湾、渤海等。

陆内海的总面积为2.331×10^6平方千米，占大洋总面积的0.6%。

2．边缘海　位于大陆边缘，一面以大陆为界，另一面以半岛、岛屿或以群岛与大洋分开。水的交换比较自由，海流和潮流直接受大洋影响，潮流相当大。靠近大陆一面受大陆影响大，水文状况的季节变化显著；连接大洋那一面受大洋影响大，水文状况相对地比较稳定。又可分为纵边缘海和横边缘海．前者其主轴方向平行于附近陆地的主要断层线，如日本海、白令海、鄂霍次克海等；后者主轴与断层线大体直交，如北海。

（三）海湾

洋或海的一部分延伸入大陆，其深度和宽度逐渐减少的水域称为湾，如渤海湾、杭州湾等。一般可按入口处的海角之间的联线或入口处的等深线作为海湾与海洋的分界。

海湾中海水的性质，由于它和邻接的海洋可以自由沟通，所以与洋或海的水文状况很相似。在海湾中，常出现最大潮差，例如杭州湾（墩浦）潮差为8.9米，芬地湾可达18—21米。

（四）海峡

海洋中相邻海区之间，宽度较窄的水道称为海峡。海峡的特点是流急，沉积物多为岩石或砂砾。海流有的由左、右侧流入或流出（如渤海海峡）；有的由上、下层流入或流出（如直布罗陀海峡）。由于海峡中具有不同海区的两种水，因此，上、下或左右两海区的水文要素存在差异。世界上著名海峡的宽度与深度列表如下（表2-5）。

这里还要提一下，有些自古以来的习惯名称与上述分类的名称不符，但仍然在使用。例如，有的海被叫做湾，如波斯湾、墨西哥湾等；有的则把湾叫做海，如阿拉伯海等。

表2-4 各大洋附属海的面积、容积和深度

洋	名称	面积 ×10³千米²	容积 ×10³千米³	深度 平均值	深度 最大值
大西洋	巴芬湾	689	593	861	2136
	哈得逊湾	819	93	112	274
	墨西哥湾	1543	2332	1512	4023
	加勒比海	2754	6860	2491	7238
	波罗的海	386	33	86	459
	北海	544	52	96	433
	比斯开湾	194	332	1715	5120
	地中海	2505	3754	1498	5092
大西洋	马尔马拉海	11	4	357	1355
	黑海	423	537	1271	2245
	亚速海	38	0.3	9	13
	里海	370	77	197	980
	咸海	64	1	15	68
	几内亚湾	1533	4592	2996	6363
印度洋	红海	450	251	558	2604
	波斯湾	241	10	40	104
	阿拉伯海	2683	10 070	2734	5203
	孟加拉湾	2172	5616	2586	5258
	安达曼海	602	660	1096	4171
	萨武海	105	178	1701	3470
	帝汶海	615	250	406	3310
	阿拉弗拉海	1037	204	197	3680
	大澳大利亚湾	484	459	960	5080
太平洋	白令海	2304	3683	1598	4773
	鄂霍次克海	1590	1365	859	3657
	日本海	978	1713	1752	4036
太平洋	黄海	417	17	40	103
	东海	752	263	349	2717
	南海	3447	2928	1140	5420
	爪哇海	480	22	45	89
	苏禄海	348	553	1591	5119
	苏拉威西海	435	1583	3645	6220
	巴厘海	119	49	411	1590
	佛罗勒斯海	121	222	1829	5140
	马鲁古海	291	554	1902	4180
	斯兰海	187	227	1209	5313
	班达海	695	2129	3064	7260
	珊瑚海	4791	11 470	2394	9140
	阿拉斯加湾	1327	3226	2431	5659
	加里福尼亚海	177	145	818	3127
北冰洋	格陵兰海	1205	1740	1444	4846
	挪威海	1383	2408	1742	3860
	巴伦支海	1405	322	229	600
	白海	90	8	89	330
	喀拉海	883	104	118	620
	拉普捷夫海	650	338	519	2980
	东西伯利亚海	901	53	58	155
	楚柯奇海	582	51	88	160
	波弗特海	476	478	1004	4683
	各海的平均值	936	1502	—	—
	各海的最大值	4791	11 470	3645	9140
	各海的最小值	11	0.3	9	13

谈到海洋的划分时，顺便介绍什么是领海，什么是公海。沿海国家，从海岸的最低低潮线或选定一条基线向外延伸到一定宽度的水域，称为领海，它是处于该国主权管辖之下的海域。关于领海的宽度，国际上没有统一的规定。沿海国家有权根据本国地理特点、经济发展和国家安全的需要，并照顾对邻国的正当利益和国际航行的便利，合理确定自己领海的宽度和范围。目前世界上沿海国家的领海宽度规定不一，有3、12、30、50、200海里(5.6、22.2、55.5、92.6、370.4千米)等等。而在领海之外的水域，则称为公海。公海不受任何国家主权的管辖，各国有平等使用和享有开采资源以及捕捞活动的权利。

表2-5 世界大洋最重要的海峡的宽度和深度

名称	最小宽度(千米)	深度(米) 最大深度	深度(米) 最小深度	名称	最小宽度(千米)	深度(米) 最大深度	深度(米) 最小深度
丹麦海峡	290	2250	113	马六甲海峡	37	—	25
戴维斯海峡	320	3078	31	新加坡海峡	4.6	157	22
哈得逊海峡	95	701	122	巽他海峡	26	1080	53
佛罗里达海峡	79	2084	128	[illegible]列索夫海峡	150	22	5
尤卡坦海峡	194	2779	12	巴士海峡	148	2620	17
德雷克海峡	890	5248	80	白令海峡	86	70	42
斯卡格拉克海峡	111	809	20	拉彼鲁兹海峡	43	118	51
卡特加特海峡	111	124	26	津轻海峡	18	527	131
松得海峡	4	38	8	朝鲜海峡	49	230	130
大贝尔特海峡	17	58	12	[illegible]鲜水道			
小贝尔特海峡	0.6	80	13				
英吉利海峡	96	172	35	对马水道	45	129	115
多佛尔海峡	33	34	27	鞑靼海峡	130	1680	60
直布罗陀海峡	14	1181	301	喀拉海峡	50	200	17
达达尼尔海峡	1.3	106	53	维利基茨基海峡	57	210	64
博斯普鲁斯海峡	0.7	121	33	[illegible]尼柯夫海峡	57	22	8
刻赤海峡	4	13	5	拉普帖夫海峡	48	13	7
曼得海峡	27	323	182	门[illegible]海峡	145	48	13
莫三鼻给海峡	420	3520	18	罗伯逊海峡	20	473	33
霍穆兹海峡	56	219	71				

第三节 海底地形

由于回声测深仪、旁测声呐(海底地貌仪)等近代测深仪器和深潜器的使用，目前已经比较清楚地掌握了海洋底的地形特征。从目前所获得的资料表明，海底景象更是千姿百态，绚丽壮观。它的崎岖程度不亚于陆地。实际上，海底地形起伏变化是相当复杂的。海底地形主要是在地球的各种内动力地质作用下构造成的。地壳的升降、褶皱、断裂、地震和火山活动等对海底地形都要发生影响，因之，海底也有高山、高原、平原和洼地等地形。

按照海底地形的基本特征，大致可分成大陆边缘、大洋盆地和洋中脊三个单元，其面积分布的百分比如表2-6。

一、大陆边缘

大陆表面和大洋底面之间存在着一个广阔的过渡带，它是一个巨大而复杂的斜坡带，称为大陆边缘。大陆边缘是指大陆与海洋连接的边缘地带。而海岸带是海陆交界的

界限，是涨潮退潮海水水位发生高低变化的作用区。全球大陆边缘纵延35万千米，总面积约为8000万平方千米，占全球表面积的15.9%左右。大陆边缘在各大洋中所占比例有所不同，大陆边缘面积在大西洋和印度洋约占1/5左右，太平洋则不到10%。在大陆边缘内部，根据深度和坡度，通常可分为大陆架、大陆坡、大陆隆、海沟及岛屿等。

表2-6 大陆边缘、大洋盆地和洋中脊面积分布的百分比

地形单元		面积($\times 10^6$千米^2)	占海洋面积%	占地球面积(%)
大陆边缘	大陆架	27.5	7.5	5.4
	大陆坡	27.9	7.8	5.5
	大陆隆(大陆基)	19.2	5.3	3.8
	岛屿、海沟	6.1	1.7	1.2
大洋盆地	深海盆地	151.5	41.8	29.7
	火山、海峰	5.7	1.6	1.1
	海底高原	5.4	1.5	1.1
洋中脊		118.6	32.7	23.2

（一）大陆架

从沿岸起海床逐渐向外倾斜，到一定深度时坡度显著增大。这个坡度较大的海底区域，称为大陆坡。从沿岸至大陆坡之间的海底区域，称为大陆架。就是说，大陆架是陆地与深海的过渡地带，通常，被认为是沿海国家领土在海底的自然延伸。

大陆架是近岸浅水海域，自海岸向外，缓缓倾斜，最大坡度1—2°，平均坡度为0.1°。水深从海岸线到200米以内的区间，平均深度133米，最大深度可达550米。陆架宽度因地区而异，变化较大。在海岸山脉外围，大陆架很窄，如美洲太平洋沿岸只30—0千米，有些海底，如南美洲西海岸以外，日本、菲律宾东岸等海岸以外，甚至没有大陆架；在沿岸平原外围，大陆架却十分辽阔，如亚洲、北冰洋沿岸宽度最大可达1300千米（黄海东西宽750千米。东海大陆架宽130—560千米。珠江口以东陆架宽度为165千米，以西宽240千米，珠江口外的陆架宽278千米。南海南部其他陆架宽达1000千米的面积达185万平方千米）。一般宽度是从0—1500千米范围内，平均宽度为80千米。

大陆架是怎样形成的呢？大约在一万八千年到二万年以前，大量的水曾蕴藏在大陆冰川之中，那时海平面比现在低几十米。在那个时代，大陆架曾是陆地的一部分。由于冰溶化的结果，大陆架被淹没了。有一个时期，人们认为大陆架是浪蚀形成的阶地。稍晚，人们开始把大陆架看作是沉积岩沉积的产物。然而土壤研究资料同这两种理论中的任何一种都不完全相符。原因是：大陆架的一些地区是浪蚀的结果，而另一些地区是由于沉积岩沉积的结果。甚至还可作这样的解释：即既是浪蚀的结果，又同时是沉积岩堆积的结果。

大陆架的沉积物主要是大陆的泥沙。由于江河带来的沉积物中80%是泥，因此，在近海河口泥沙、有机物、无机物的堆积形成了泥线，为近海渔场提供了优良的自然条件。

大陆架的水文特点是有显著的季节变化，在海水中包含大量营养盐，水质肥沃，加上大陆江河不断地带来了溶解有丰富有机和无机物质的淡水。在风浪、潮流的作用下，加快了上、下层海水之间的混合，使下面含有丰富营养盐类的海水经常不断地补

充到上层，所以大陆架是良好的渔场。

正由于大陆架有着丰富的有机物质，特别是繁殖极快、数量极大和很快死亡的微体生物残骸，它们长期埋藏在陆架区沉积盆地泥沙中，在缺氧的环境下，受到一定的温度、压力和细菌的分解作用，则可形成巨大的海底油气田，目前世界上许多国家在大陆架上开采或正在开采，计划开发利用这个天然的海底宝库。

（二）大陆坡

大陆坡的概念最早由魏格纳在本世纪初提出，当时由于铺设海底电缆的需要，进行了较多的深海测深工作，发现陆架外存在一个坡度较大的斜坡地形，他便将这一地形命名为大陆坡（或大陆斜坡）。大陆坡以坡度大为特点，一般具有4—7°的斜坡，各地不一。谢帕德计算世界大陆坡的平均坡度为4°17′，各大洋有所差异，太平洋区的大陆坡平均坡度大于世界平均值，为5°20′；而大西洋为3°05′，印度洋区为2°55′，坡度均小于世界平均值。世界上，大陆坡最陡的海域有：斯里兰卡岸外大陆坡，坡度高达35—45°，古巴南部大西洋岸外达35°，美国弗罗里达西岸外为27°，澳大利亚西南岸外为21°。大陆坡的宽度在大陆边缘的单元中最窄。希曾（1959）基于对大西洋宽缓陆坡的认识，他认为大陆坡的宽度是20—100千米左右，谢帕德（1963）着重归纳了太平洋区的资料，认为大陆坡平均宽度只有20—40千米，赫德伯格（1970）认为大陆坡宽度一般仅15—20千米。大陆坡的上限即大陆架外缘，那里有一个明显的坡折，该处平均水深为130米左右。而大陆坡的下限水深变化较大。科辛纳在计算海陆起伏线的平均值时，取大陆坡的下限水深为2440米。谢帕德等将2000米水深作为大陆坡的下限。沃兹耳总结了大量地球物理资料，研究大陆边缘地壳结构的变化，他认为水深2000米是大陆地壳变成大洋地壳的位置，可以作为大陆坡的下限。但世界不少海域，大陆坡下限的深度大于这一数值。

大陆坡上最特殊的地形是深切陡峭的“V”字型谷，叫海底峡谷，长度可达数十千米至数百千米。峡谷一般横切大陆坡，有的甚至切穿大陆架与河口相连。其成因，大多数海底峡谷是由于地层结构的变动而产生的，地壳断裂作用在大陆坡上往往是先造成巨大的裂缝，然后在强大的海底浊流和冰川的作用下，才形成现在的海底峡谷。在海底峡谷的前缘部位往往还形成规模巨大的水下冲积锥，见图2-14。象北美西岸、印度、非洲、南美沿岸和其他地区，都有海底峡谷及水下冲积锥存在。多数大陆斜坡表面崎岖不平。图2-15为我国东海大陆坡地形剖面图，其上有海盆、海岭、海底峡谷和深海平原等复杂的地形。造成这种复杂地形的主要因素是断层发育、海底塌方和滑坡等重力剥蚀，以及浊流和其他海流的侵蚀作用。此外，火山活动和珊瑚礁生长也使斜坡地形变得复杂。这些复杂地形的产生与大陆坡的地质构造性质是分不开的。

大陆坡的沉积作用与大陆架有显著的不同，首先表现在它的成份上，据谢帕德估计，陆坡沉积中，泥质沉积占60%，砂质沉积25%，砾石、岩块占10%，碳酸盐5%。其次，沉积作用的机理也不一样，陆坡上的碎屑沉积主要有浊流作用形成，沉积层中保留有浊流沉积的结构、构造，还有部分的塌方和滑坡等重力堆积以及介壳和碳酸盐软泥的夹层。

大陆坡海区，由于距离大陆较远，受大陆的影响较小，故海洋状况较稳定，海洋要素的日变化也不能达到底层，年变化，也十分微弱。底层海水运动主要是海流和潮汐的作用。

(三)大陆隆(或叫大陆基)

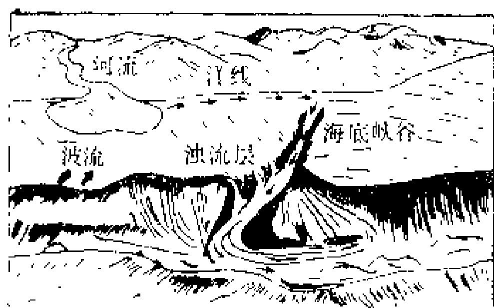


图2-14 海底峡谷及水下冲积扇

大陆坡以外与大洋盆地之间常有比较平坦的地区，称为大陆隆。它是由浊流和滑塌作用，在大陆坡坡麓缓缓倾向大洋底的扇形地，由沉积物堆积而成。这些堆积物向大洋方向倾斜并逐渐变薄。其坡度很小，一般为1/700—1/1000，分布在水深2000—5000米的地方，平均深度可达3700米。大陆隆的总面积约为1900万平方千米，占海洋总面积5%以上。

通过地球物理测量证实，许多大陆隆下部，在地质历史时期曾经是海沟，后来沉积物逐渐充填了海沟，形成大陆隆，故现代的大陆隆上往往没有深海沟。典型的大陆隆面积很广阔，沉积物均一，倾斜度平缓和表面光滑，并有由沉积物组成的楔形体。这种典型的大陆隆多发育在大的三角洲附近，如印度河、亚马逊河、刚果河以及密西西比河的三角洲附近海域。

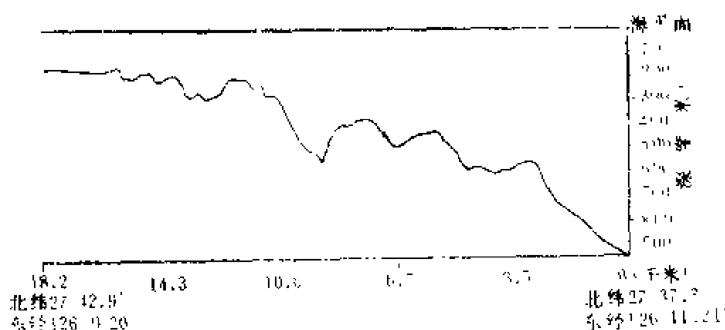


图2-15 东海陆架-陆坡地形剖面图

(四) 海沟与岛弧

太平洋北部和西部的阿留申群岛、日本群岛、琉球群岛、菲律宾群岛等，无论这些岛屿本身，或把它们连起来都看成弧形，称为岛弧，岛弧露出海面则称为海岛或群岛。岛弧靠大洋一侧往往发育着呈长条状的巨大凹地，深度在六千米以上，称为海沟。海沟与岛弧常是平行伴生在一起，广泛发育于环太平洋带上，也就是说，它们都不在大洋盆地中间，而是在大陆边缘分布着。世界闻名的马里亚纳海沟是地球表面的最低点，达到11 500米。(日本海上保安厅水路部，1984年6月调查确认，最大深度为10 924米。海沟呈直径为2千米左右的洼地形，其位置约在东京以南2800千米，关岛西南400千米处。)全球深度大于一万米的海沟共有五个，全分布在太平洋西岸。整个大洋中共有29个海沟，其中太平洋19个，大西洋4个，印度洋6个(表2-7)。

由上述可知，大陆边缘不仅在地形上是大陆与洋盆之间的宽广接触地带，在地质上也是大陆地壳与大洋地壳之间的过渡带，因而在整个地球历史中，这一地区的变化最大(如海陆变迁，大地构造等等)，同时也是开采海底矿产最有利的地区。这里不仅有丰富的石油、煤、硫、岩盐、钾盐、石灰岩及许多其他沉积矿产，也有丰富的铁、铅、锰、金、锡等金属矿产，而且往往还是良好的渔场。我国沿海有宽阔的大陆架。渤海、黄海以及东海西部，南海北部是亚洲东部巨大的陆缘浅海。是世界上最大的大陆架之一，也是世界上石油天然气蕴藏最富的远景区之一。我国石油地质科学工作者，已经在渤海、东海、南海先后钻出了石油。毫无疑问，我国的大陆架，必将为我国社会主义建设，实现四个现代化，提供大量的石油、天然气资源。

表2-7　各大洋的海沟

洋	名　称	最大深度(米)	误差(米)	地理坐标
太平洋	马里亚纳	11 500	±50	11°20.9′N，142°11.5′E
	汤　加	10 882	±50	23°15.3′S，174°44.7′W
	千　岛	10 542	±100	44°15.2′N，150°34.2′E
	菲律宾	10 265	±50	10°23.8′N，126°40.5′E
	克马德克	10 047	±50	31°52.8′S，177°20.6′W
	小笠原	9810	±50	29°05.9′N，142°53.5′E
	布干维尔	9140	±100	6°34.5′S，153°55.8′E
	雅　浦	8850	±30	8°33.2′N，138°02.5′E
	日　本	9150	—	36°08.0′N，142°03′ E
	新不列颠	8320	±50	5°51.5′S，152°20.5′E
	阿塔卡马	8064	±10	23°18′ S，71°40′ W
	帛　琉	8138	±100	7°10.7′N，135°04.6′E
	阿留申	7822	—	51°13′ N，174°48′ E
	新赫布里底	7570	—	20°36.5′S，168°37′ E
	琉　球	7790	—	25°15′ N，128°32′ E
	班　达	7140	—	5°34.7′S　130°49.8′ E
	危地马拉	6662	±20	14°02′ N，93°39′ W
	塞德罗斯	6225	—	27°53′ N，115°56′ W
	明　士	6150	±20	10°26.7′S，170°17.3′E
大西洋	波多黎各	9218	±30	19°38′N，66°00′—68°30′W
	南桑德维奇	8264	±100	55°17.3′S，26°46.5′W
	罗曼希	7856	±15	0°13′ S，18°26′ W
	开　门	7057	±20	19°10′ N，79°53′ W
印度洋	爪　哇	7725	—	10°20′ S，110°10′ E
	鄂　毕	6874	—	约33°50′S，101°30′ E
	维　马	6402	—	约11° S　67°E
	迪阿曼蒂纳	6062	—	约38° S，112°E
	香戈斯	—	—	约8° S，73°E

二、大洋盆地(大洋床)

大洋盆地是海洋的主要部分，地形广阔而平坦，占海洋面积的45％左右。倾斜度小，大约在0°20′—0°40′左右。深度从大陆隆起一直可以延伸到6000米左右。按照地形的性质，大洋底就是一片水平的平原，与地球的曲率相适应地微微拱起着。在这种基本的大型地形上，有许多横向和纵向的海岭交错绵延着，将海底分为一连串的盆地。在大洋盆地中还有珊瑚岛和火山岛所形成的个别高地。最常见的地形有下列几种：

（一）负地形

（1）海槽：深海海底长而窄的深洼地，两壁比较陡峭。

（2）海盆：面积巨大而形状多少带盆状的洼地。

（二）正地形

（1）隆起地（海隆）：深海底部长而宽的高地，其突起和缓。

（2）海脊：深海底部狭而长的高地，比海隆具有较陡的边缘和不太规则的地形。

上述两种地形都是分布范围广阔延伸绵长的海底山脉，故又通称为海岭。如大西洋中央海岭、东太平洋海岭等等。但从成因上看，两者是不相同的，目前板块构造理论一般都认为海脊（如大西洋中央海脊）是大洋底分裂扩张的产物，也是中、深地震密集的地带。

（3）海底山与平顶山：近1000米或更大一些深海底部孤立或相对孤立的高地，叫海底山，深度大于200米的海底山（在平面图上大致呈圆形或椭圆形），其顶部大致呈平的台地，叫平顶山。

海底山与平顶山成线状排列或在一个范围内密集成群时，则称为海山群。

（4）海底高原：深海底部广阔而不明显的高地，其顶部由于较小的起伏而可以变化多端。

在广阔的大洋盆地中，由于没有光线和温度很低，故大洋深处的海底动物群非常稀少，其洋底沉积物主要是由繁殖在大洋表层上面的浮游生物的钙质和硅质骨骼沉到海底上加入软泥中，形成钙质软泥及硅质软泥，而在深度大于4700米更深的海底沉积物研究中，发现了深海盆地中有大量的锰结核。这种锰结核的分布以太平洋深海海底最多。

三、大洋中脊（又叫洋脊或洋隆）

大洋底部很重要的地势特征是呈线性分布的，具全球规模的海底隆起，它象屹立在大洋底部的巨大"山脉"，延伸四大洋。它起自北冰洋，纵贯大西洋，然后向东北插到印度洋中部，又从印度洋中部向东南与南太平洋的洋脊衔接。又延绵向东北到太平洋东部沿海岸作弧形分布，成为环球山系，总长度约7.5万千米。总面积约占洋底面积的32.8%，和地球上全部陆地的面积差不多。这条洋底"山脉"，称为洋中脊，或叫洋脊（图2-16）。洋脊的规模超过陆地最大的山系，这里有火山、地震活动。它不同于大洋盆地中的海岭，也不同于大陆上的山脉。它是由硅镁质火山岩组成的，同时被一系列的横向断裂错开，错距可达数百千米以上。它突出海底的高度达2000米到4000米，宽度在数百千米以上。大洋中脊的中央顶部两个脊峰之间有一个深陷裂谷，深度可达1000—3000米，宽度可达10千米以上，称为中央裂谷（图2-17）。裂谷两侧，则是高耸陡峻的平行脊峰（图2-18）。

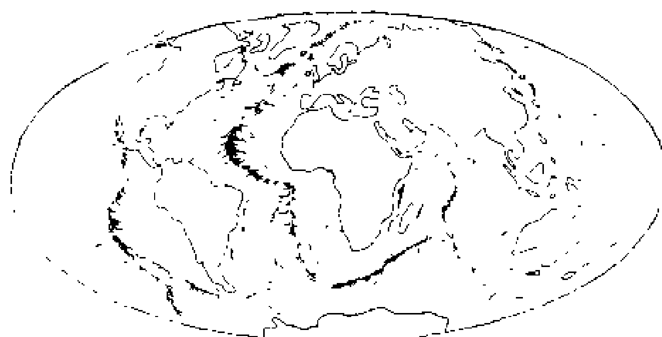


图2-16　世界大洋中脊的分布

许多观测表明，在脊峰和中央裂谷地区，集中地发生着数量众多的浅源地震，而且还有很高的热流值。在洋脊地区不大的深度上就频繁地发生着构造运动，高温的地幔物质在这里上升使地壳发生破裂，涌出地壳的熔岩再冷却，则形成新的地壳，所以说洋脊是海底分裂扩张的结果。

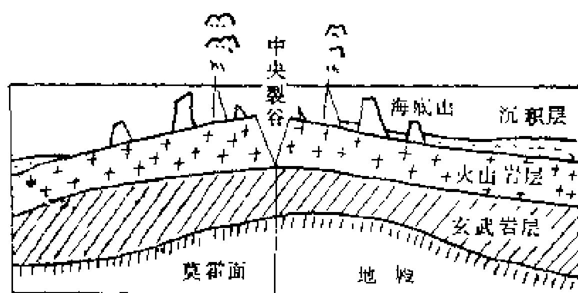


图2-17 大西洋洋脊地形横剖面



图2-18 中央裂谷与海底山

第四节 各大洋海底地形的特点

一、北冰洋

北冰洋海底地形具有高大的带有陡坡的罗蒙诺索夫海岭，高出大洋盆地2500—3300米，这条海岭约有1800千米长，从新西伯利亚群岛经过北极延伸到格陵兰和埃尔斯米尔岛之间。

大洋的中央部分被分割为三个海槽，中央最宽和最深的海槽(最大深度大于5220米)位于罗蒙诺索夫海岭和巴伦支海-喀拉海的大陆斜坡间。第二个海槽在海岭的另一边，靠近北极。第三个海槽在楚柯奇海和波特海之北。北冰洋除了罗蒙诺索夫海岭外，还有许多其他的高地和海岭。北冰洋四周的浅海区，满布岛屿和群岛，形成一个围绕着北冰洋盆地中央部分的包围圈。

南森水下浅滩(在斯瓦巴德与格陵兰东北之间)把北冰洋的中央部分和挪威海及格陵兰海盆隔开，而法罗-冰岛水下浅滩和冰岛-格陵兰水下浅滩又把挪威海和格陵兰海与大西洋隔开。

欧亚大陆架以具有很大宽度为其特点(达600—800千米)。在美洲那一边的大陆架就较为狭窄，特别是在阿拉斯加以北的地方，加拿大部分的浅水区分布着大大小小岛屿，把海隔为错综曲折的海湾。

二、大西洋

大西洋海底地形的代表特征是有一条巨大很长的"S"形大西洋海岭在海底绵延着，从冰岛沿大西洋中部延伸到南纬43°。这条海岭在赤道地区为罗曼希海沟所切割。大西洋海岭由北向南显著升高，海岭之上的深度(海面至海岭的距离)在北半球多为3500—3000米，而在南半球是2500—2000米。海岭上的山峰，有的地方突出水面形成岛屿(亚速尔群岛、阿森松岛)。非洲-南极隆起高地(具有平缓倾斜的长而宽的高地)从布维岛起始，成为大西洋海岭的延续。

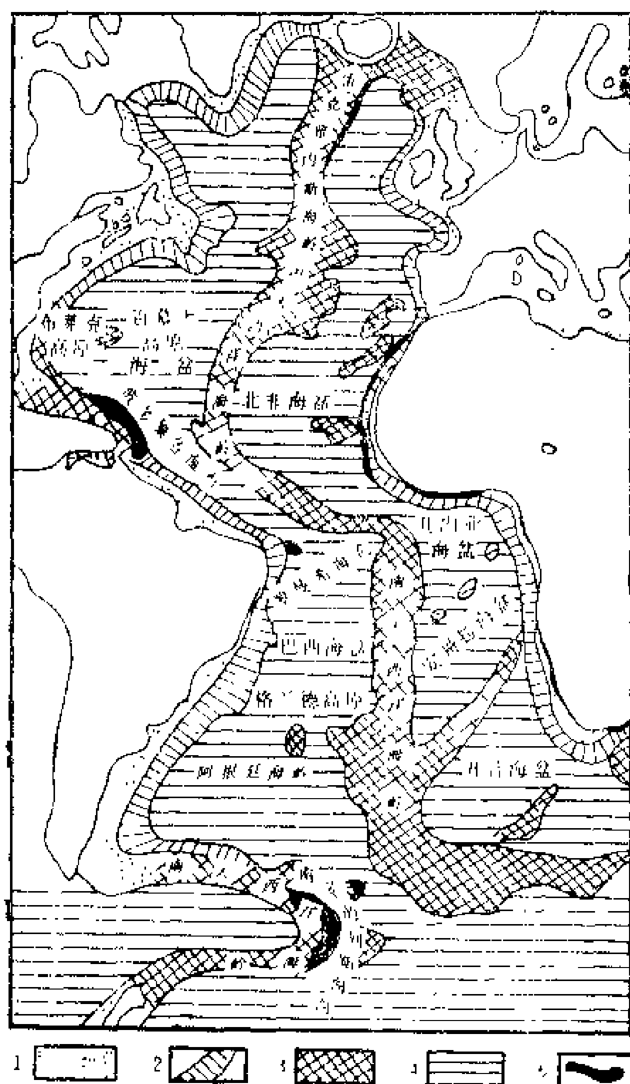


图2-19　大西洋海底地形示意图
1——大陆架　2——大陆坡　3——海岭、海丘、水下高原
4——海盆　5——海沟

大西洋海岭以东和以西伴随有深而宽的长圆形的或不规则的轮廓的海盆，它们为不高的隆起所分隔。海岭以西有北美海盆、巴西海盆和阿根廷海盆；海岭以东有北非海盆、安哥拉海盆和开普海盆。在安哥拉海盆与开普海盆之间，有一条瓦尔维斯海岭，从非洲海岸（南纬20°地区）向大西洋海岭的南端伸展，也就是从东北向西南伸展。这两条海岭联接的地区有特里斯坦-达库尼亚岛和果夫岛。巴西海盆和阿根廷海盆之间则有里约-格兰德高原。

大西洋海沟共有四条，即安的列斯群岛附近的波多黎各海沟，在赤道处切断大西洋海岭的罗曼希海沟，南桑德韦奇海沟和开门海沟（图2-19）。

三、印度洋

在印度洋中央，有一条水下山脉从印度半岛南端伸展到南纬40°，名为中印度洋海岭。这条海岭有一条支脉从查戈斯群岛走向非洲的瓜达富伊角，叫阿拉伯-印度海岭。中印度海岭的南端有阿姆斯特丹岛和圣波尔岛。再往南，也就是从南纬48°起有一条克尔格伦海岭向南极洲伸展。这整个山系和大西洋海岭的山系十分相似，这种相似处更由于下列情况而加强，即从海岭向东向西也有一系列宽而深的海盆为隆起地形所分隔。海岭以东有印度-澳大利亚海盆，南极-澳大利亚海岭将澳大利亚海盆和南极-澳大利亚海盆隔开。以西有中印度洋海盆和南极-阿非利加海盆。在爪哇岛附近有爪哇海沟（图2-20）。

四、太平洋

太平洋的海沟特别多，它们从东面、北面和西面围绕着太平洋的边缘，形成巨型马蹄铁的形状。

太平洋海底除了海盆和海盆之间有平缓的隆起地以外，还有真正的高原（如靠近中美的阿尔巴特罗斯高原）以及几条水下山脉。夏威夷海岭的长度在3500千米以上，是夏威夷群岛的基础；海岭的走向几乎和美恩群岛（玻利尼西亚中部诸小岛）的分布线相平

行，这条海岭在西北边达到北纬20°，向南可延伸到土阿莫土群岛；沿着马绍尔群岛和吉尔伯特群岛的分布线有一条几乎平行海岭的水下山脉；在罗斯海以北有南太平洋海岭，几乎是自西向东伸展（图2-21）。

虽然各大洋的海底地形外表杂乱，但在结构方面都有一定的统一性。首先各大洋的中央隆起，而且这些隆起都带有水下山脉的性质和陆地上的高山山脉相似（但其构成物质不一样）。其次，还有一个特征为一切大洋所共有，即最深的地方并不在大洋的中央，而在它的边缘，在紧接着大陆或群岛的地方。可见大洋海底地形和陆地地形并没有什么重大的差异，同样有平原、高原和山脉。

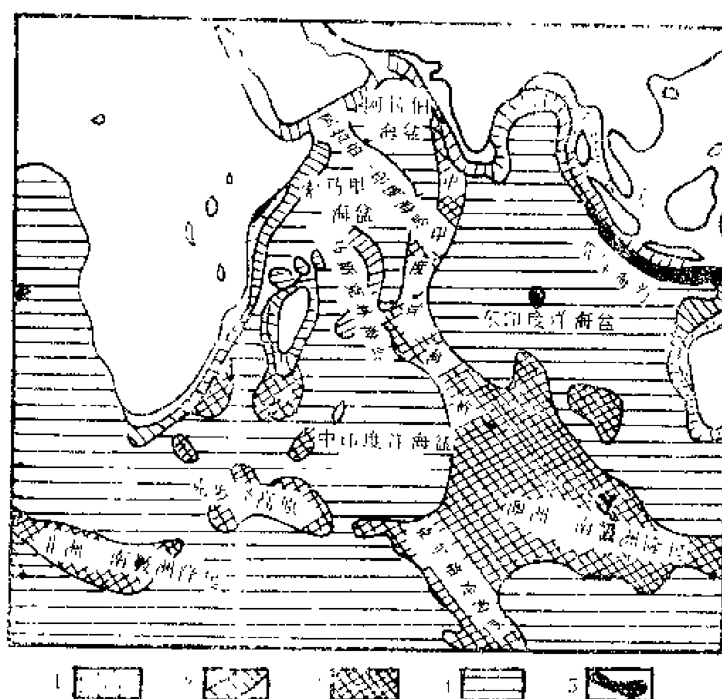


图2-20 印度洋海底地形示意图
1——大陆架 2——大陆坡 3——海岭、海槛、水下高原 4——海盆 5——海沟

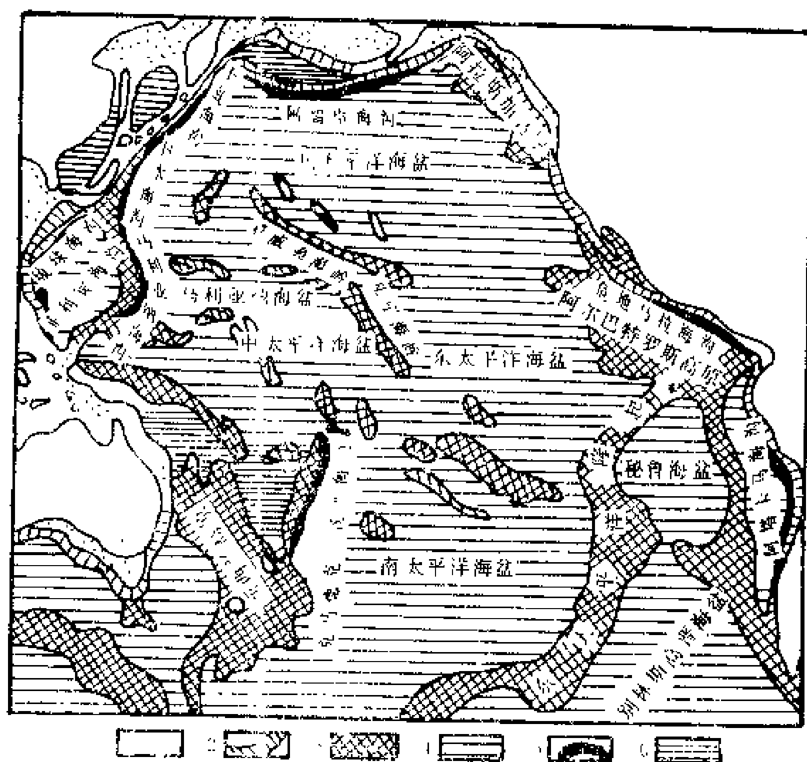


图2-21 太平洋海底地形示意图
1——大陆架 2——大陆坡 3——海岭、海槛、水下高原 4——海盆 5——海沟 6——内海深海盆

五、南大洋

南大洋靠近南极大陆边缘，有十几个陆缘海，厚达两千多米的冰幔从高原向海延伸，掩盖了海岸线，冰川覆盖了大陆架，形成三百多个陆缘冰，最大的是罗斯陆缘冰，面积达53.85万平方千米，其次是威德尔海的菲尔希内尔陆缘冰，面积48.3万平

方千米。

南大洋的大陆架比较狭窄，平均宽约110千米。大陆坡陡峭，只有120千米宽就降至2000米以深的洋底。洋底北部有纬向的海丘隆起，从而形成三大主要海盆：(1)大西洋-印度洋海丘以南的南极-印度洋海盆(瓦尔的维亚海盆)；(2)南极-澳大利亚海丘以南的东印度洋海盆(诺克斯海盆)；(3)南太平洋海岭东南的南极-太平洋海盆(别林斯高晋海盆)。最大深度分别为5872米、5455米和6414米。环太平洋火山地震带三面绕着南极-太平洋海盆、其东侧有弧形的斯科舍海脊(又称南安的斯海槛)，连接南美洲和南极大陆，弧外有南桑德韦奇海沟，最深达8264米。海盆西侧为新西兰海槛，海槛伸至麦阔里岛，巴勒尼群岛，群岛东面，在罗斯海北方，用回声测深，发现南大洋最深处为8590米。大西洋的斯科提海脊，太平洋的新西兰海槛和南印度洋的克尔格伦海岭，是三个海盆的天然分界，其上有一些小岛，岛上气候潮湿寒冷，大风大雾频繁，植被稀疏，没有树木，只有海鸟海兽，可作为捕猎基地和地球物理观测站点。

洋底沉积物除冰川下海水带进的陆源沉积物之外，往北还有冷水域特有的硅质软泥。再向北，硅质软泥为钙质软泥和红粘土所取代。根据太平洋洋底广泛分布的铁锰结核矿，人们估计南大洋的广大洋区无疑地也有一定数量的铁锰结核矿。另外，在罗斯海进行试验，已发现有油气显示。

南大洋富有营养物质，表层海水磷酸盐、硝酸盐和硅酸盐的含量较高，仅略低于中纬度冬季的最高值，为浮游生物提供大量的养分。主要的浮游生物南极磷虾，是世界上的最大生物资源，估计现存资源为十亿吨到五十亿吨，有人估计可达六十亿吨。渔业专家估计每年可捞取一亿吨磷虾而不致资源枯竭，这相当于每年全世界渔获量的1.5倍。虾、鱼、乌贼、龙虾和巨蟹也不少，值得注意的还有鲸鱼。

第五节　中国近海的地形

一、中国近海的分区

我国是一个濒临海洋的国家，有广阔的海区和漫长的海岸线。靠近我国大陆边缘的海有渤海、黄海、东海和南海。

渤海是一个半封闭的内陆海，属于我国的内海。辽东半岛的老铁山与山东半岛的蓬莱角的联线(渤海海峡)，是渤海与黄海的分界线。渤海的面积为82 700平方千米。

黄海位于中国大陆和朝鲜半岛之间，是一个半封闭性的浅海。长江口至济州岛一线，为黄海与东海的分界线。这条分界线正好沿着深度较浅的长江口浅滩的方向。另外，从山东半岛的成山角到朝鲜西岸的长山串一线，把黄海划分为南、北两部，线以北为北黄海，以南为南黄海。

东海是一个比较开阔的边缘海。西北接黄海；北面从济州岛到五岛列岛与朝鲜海峡分界；东面接日本沿海和太平洋分隔开来；从我国广东省南澳岛经澎湖列岛至台湾省为南界，并与南海沟通。

关于海峡区域的划分问题，最近科学家提出不同见解。台湾海峡的南界意见比较一致，即由广东的南澳岛(23°30′N)向东南倾斜到台湾的猫鼻头(约22°N)之间的台湾浅滩

以南，属南海，以北为台湾海峡；北界，台湾一侧一致同意在富贵角；而福建一侧，则各有见解；从地学观点看，可以划到北茭；从红树林的自然分布看，可以划到福鼎。专家们建议，把这个意见提供《中国大百科全书》参考。

南海的范围是：北面以我国台湾、广东、广西，海南岛沿岸为界；东面接菲律宾，巴拉望、加里曼丹等沿海和太平洋分隔开来；南面接马来半岛、纳土纳群岛、加里曼丹等沿海与印度洋分离；西面接越南、马来半岛等沿海。整个南海的四周几乎为大陆和岛屿所包围，是一个深海盆，周围大陆对海洋水文状况的影响较小。另外，由于它位于北回归线以南，在热带和亚热带气候影响下，南海的水文状况与渤、黄、东海有很大的差异。

二、中国近海的海底地形

中国近海的海底地形(图2-22)，尤其是渤、黄、东海的海底地形与我国大陆的地形有些相似，即西高东低，西部水浅，东部水深，总的趋势是从西北向东南倾斜。自我国海南岛的南面，经我国的台湾至日本九州西面的五岛列岛连成一线，此线的西北部分，海底起伏不大，坡度较小，地势较平坦；而在此线的东南部分，海底地势急转直下，坡度骤然变陡，并有海沟、海槽和海脊。南海的地形比较复杂，四周浅，中央深，形成锅形的南海盆地。海盆中有几处隆起；这是因珊瑚虫孳生而形成西沙，南沙和东沙群岛等。

渤海和黄海全部属于大陆架区，没有大陆坡区和深海盆。东海约有三分之二的海区属于大陆架区，只有东部一小条狭窄地带为大陆坡区。南海沿大陆、半岛及岛屿边缘部分都属于大陆架。从地势看，除南海大陆架较陡外，渤、黄、东海的大陆架地形比较平坦，尤以渤海的地形最为平坦。

大陆坡主要分布在南海，其主要特征是阶梯状的海底平原上，分布无数的珊瑚礁。东海东南侧也有一小块与深海海沟相连的大陆坡。

深海盆地只有南海才有。南海盆地的主要特征是一个呈东北-西南向的菱形深海盆地，被称为“中国盆地”或“南海中央盆地”。

渤海深度最浅，四周的深度在20米以内，中央部分的深度为20—30米，最深的地方在老铁山水道约78米。

黄海是一个100米以内的浅海，东侧较深(约50—80米)，西侧较浅(约20—50米)；北黄海较浅(约50—60米)；南黄海较深。长江口以北的江苏海面，近岸区沙滩很多，水

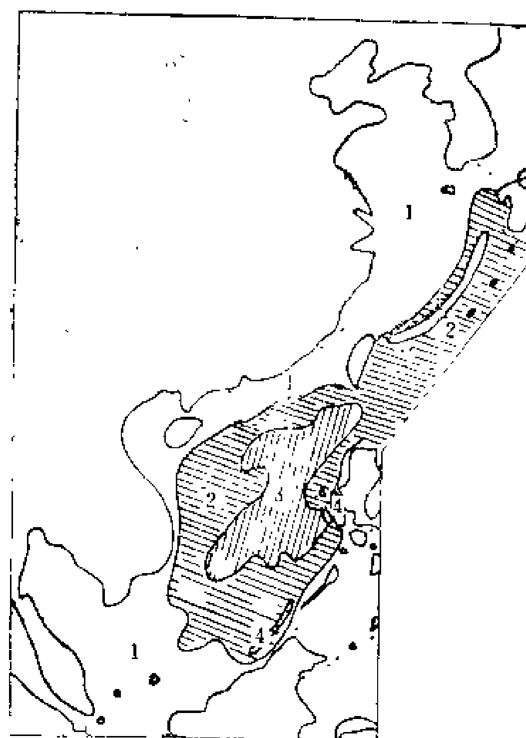


图2-22 中国近海及邻近海区海底地形示意图

1——大陆架 2——大陆坡
3——深海盆地 4——海沟

深大部分不到20米，有的沙滩退潮时露出海面，成为航行上的障碍。长江口外的长江口浅滩，深度不到30米。

东海的深度较大，有一半左右是100米以内的浅海，东部水深较大，最大深度可达2700米左右。

南海深度最大，台湾、海南岛以及靠近大陆附近的深度在200米以内。加里曼丹、马来半岛一侧具有宽广的大陆架，深度在60—80米左右，其余海区均超过200米。中部是南海盆地的中央，平均深度约3000米左右，最大深度可达5420米。

总起来说，临近我国的四个海区地形特征是：

(1) 四海都是紧靠我国大陆而联成一片的广阔浅海，海底平坦，坡度徐缓，各海区都微向东南倾斜，形成了广阔的大陆架区域。

(2) 大陆上有很多径流，不断地注入大量淡水、泥沙、营养盐和悬浮物，使海水变得肥沃，由于冲淡水的作用，逐渐改变海底地形(如长江口外海等深线分布有明显曲折)。

(3) 海岸线曲折迂回，形成了许多天然港湾，沿岸又有很多岛屿，使水文状况复杂化。

复习思考题

1. 地球的形状对海洋水文状况有些什么影响？
2. 地球表面上水陆分布的特征是什么？
3. 说明海水形成的原因。
4. 略述海洋的起源。
5. 洋、海、海湾、海峡的基本特征是什么？
6. 说明各大洋的分界线。
7. 海底地形可以分为哪几大部分，其特点是什么？
8. 说明大陆架的定义和一般特征。
9. 什么叫大洋中脊(中央海岭)？有什么特点？
10. 说明世界大洋和中国近海海底地形的特点。

第三章　海水物理性质

海水是一种复杂的混合溶液，除含有固体物质外，还溶有少量气体，如氧、氮、二氧化碳、硫酸氢等，另外还存在相当数量的有机或无机的悬浮物质。本章介绍温度、盐度、密度、海水的热性质、压缩性、粘滞性、扩散、冰点、表面张力、导电性、冰、声、光等海水物理性质的基本概念。下章讨论溶解气体、二氧化碳系统、三大营养盐等海水化学性质。

第一节　海水的温度

海水的温度，简称水温，是海水温度计上表示海水冷、热的物理量，以摄氏度数(°C)表示。水温升高或降低，标志着海水内部分子热运动平均动能的增加或减少。水温的高低，决定于辐射过程，大气与海水之间的热量交换和蒸发等因素。海洋中水温变化的幅度－5—33°C。在陆地所包围的海洋中，海水的表面温度可能比上述极值更高。但在大洋以及大部分浅海中，则很少超过33°C。在海洋深层，温度一般较低，大体在4°C至－1°C之间，最低为－5°C。

测定表层水温，一般用海水表面温度表、电测表面温度计。海洋卫星上用红外线表面温度计。海洋浮标里也装有测定表层温度的仪器；深层水温的测定，常用的常规仪器有颠倒温度表，深度温度计(BT)等。目前海洋调查船一般都装有千米自容式温盐深自记仪(STD、CTD)。

第二节　海水的盐度和氯度

海水中含有许多溶解盐类，目前已测定的元素有80多种。这些元素的含量极不相同，有11种为主要元素。其中又以氯的含量最多，占全部盐类含量的一半以上。

海水中的含盐量是描述海水特征的最基本参数之一，不论是岸边的台站还是海上调查船都要进行含盐量的测定。

海水中含盐的多少，如用一般的化学方法进行直接测定是非常麻烦的，而且有一定的困难。为了解决这一问题，选用了一个可以测定近似含盐量的化学方法(薛仁森实验室测定法)。这个方法测定的结果不是真正含盐量的多少，而仅是接近于真实含盐量。根据这一测定的结果，海洋学上定义为“盐度”。但是，根据这种方法来测定盐度，也是非常麻烦的，而且测定一个样品要花费好几天的时间，并且在调查船上不能使用，过去在实际应用中，则是用测定海水氯度，根据氯度值通过盐度公式来计算出海水盐度。

在氯度的测定中，既费时间，又费许多硝酸银试剂。经过近20年的努力，科学家们于1978年提出国际实用盐标，采用电导法来直接测定海水的盐度。这种新方法，精度高、操作简便、测样速度快，又不花费硝酸银试剂，并可以制成自动记录的盐度计，把

探头直接放入水下测定盐度，适于现场遥测，提供了测定海水盐度的极方便的方法。目前测定海水盐度的电导方法有电极式和感应式，如山东海洋学院试制成实验室电导盐度计HD-2型和上海沪光仪器厂试制成WUS型感应式电导盐度计。现场测量的仪器有STD和CTD。

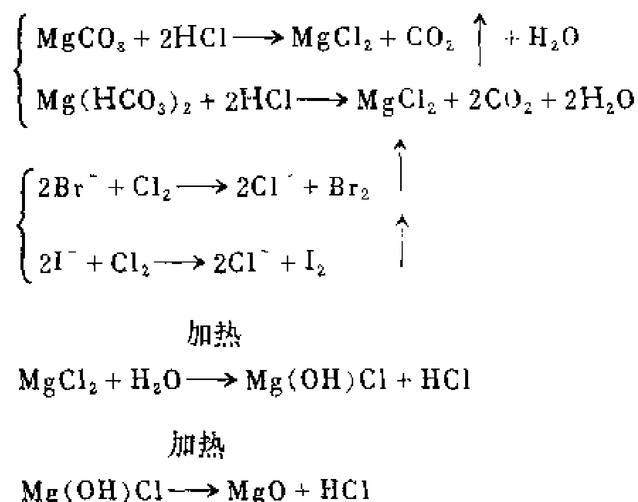
国家海洋局、国家计量局于1982年11月11日至15日在青岛联合召开贯彻1978年实用盐标工作会议，讨论了如何执行联合国科教文组织、国际海洋考察理事会、海洋研究科学委员会、国际海洋物理科学协会等组织于1982年1月联合发出的"关于采用1978年国际实用盐标及1980年新的国际海水状态方程的通知"的问题。会议决定，我国各有关单位，于1984年正式采用国际实用盐标和新的海水状态方程。

海水中一切理化性质，除与水温有关外，还取决于盐度这一重要因素。现把以化学方法为基础的盐度定义，1969年电导盐度定义和1978年实用盐度定义分述于下。

一、盐度原始定义

以化学方法为基础的盐度定义即盐度原始定义，是指在1000克海水中，将所有碳酸盐转变为氧化物，将所有溴化物和碘化物转换成氯化物，并且将所有有机物完全氧化后，所含固体的总克数。定义的单位是（克/千克）真空重量，符号以 $S‰$表示。这一定义的确定与当时盐度的实验方法是分不开的。实验方法如下：

取一定量海水，放到瓷蒸发皿内，加HCl使海水成酸性，然后加氯水，使其蒸发至干，并在480°C的温度下恒温干燥。在这些过程中产生了以下反应：



$$\begin{cases} MgCO_3 + 2HCl \longrightarrow MgCl_2 + CO_2\uparrow + H_2O \\ Mg(HCO_3)_2 + 2HCl \longrightarrow MgCl_2 + 2CO_2 + 2H_2O \end{cases}$$

$$\begin{cases} 2Br^- + Cl_2 \longrightarrow 2Cl^- + Br_2\uparrow \\ 2I^- + Cl_2 \longrightarrow 2Cl^- + I_2\uparrow \end{cases}$$

$$MgCl_2 + H_2O \xrightarrow{\text{加热}} Mg(OH)Cl + HCl$$

$$Mg(OH)Cl \xrightarrow{\text{加热}} MgO + HCl$$

可以看出，这个方法中是将海水中Br^-和I^-以Cl^-代替。这是盐度定义中将溴化物和碘化物置换为氯化物的化学根据；在灼热时有机物都被烧掉（即氧化），残余物质中不包括有机物，这是定义中将有机物氧化的化学根据；另外，HCO_3^-及$CO_3^=$变为CO_2；碳酸氢钙及碳酸盐以氧化物出现，如MgO，这是定义中"将碳酸盐转变为氧化物"的化学根据。

盐度与总盐量是有区别的。总盐量是指1000克海水中各种溶解盐类的总克数，符号以Σ‰表示。

二、氯度

由盐度定义可知，盐度测定工作是十分困难的，进行起来也很缓慢，因此，实际上

很少这样做。戴特玛通过77种大洋海水样品分析研究，发现不管溶解在海水中盐量的绝对浓度如何，海水中的各种元素组成都是相似的，而且各种主要元素之间含量的相对比值是恒定的。海水化学组成的这种恒定性，给测定海水盐度提供了一种较为方便的方法，可用其中的一种主要成分的含量，来推算其它主要成份的含量。在海水固体溶解物中，氯离子约占55%左右，这种离子又可用硝酸银滴定法来测定。为此，便选用氯度作为推算其它主要成分含量的尺度，从而推算盐度。

（一）氯度的定义

氯度是指在1000克海水中，若将溴和碘以氯代替时，其所含氯的总克数。定义的单位是克/千克，符号是Cl‰。

根据定义，氯度不是氯、溴、碘含量总和，而是将溴、碘的量换算为氯的量，而后与海水中原含氯量的总和。

定义中所谓将溴和碘以氯代替，是指在分析和计算时，不管溴和碘的量是多少，一概当作氯看待。例如：一克分子NaBr中，本含79.916克Br，若按氯度定义计算时，就应该看作是一克分子的NaCl，即含35.457克Cl。

氯度定义所以这样来定义，是因为当时在测Cl时是用$AgNO_3$溶液，这时不仅Cl^-发生沉淀，而且Br^-、I^-也发生沉淀，所以测得的氯含量实际也包括Br^-和I^-的含量。由于Br^-、I^-的含量很少，而且当时又无法分离Br^-和I^-，所以就一律看作Cl^-的量。

氯度定义的缺点是受原子量修改而改变。测定海水氯度时，需要配制一个标准氯化物溶液，如果需要配制一个氯度为19.00‰的标准溶液，这标准溶液的〔Cl〕值应该是19.00克Cl/千克。如果用1952年的原子量（Na = 22.997，Cl = 35.457，NaCl = 58.454），在一千克NaCl溶液中应含纯NaCl为：

$$W_1(\text{克}) = \frac{19.00 \times \text{NaCl分子量}}{\text{Cl原子量}} = \frac{19.00 \times 58.454}{35.457}$$

一旦氯和钠的原子量修改，在一千克NaCl溶液中所含NaCl重量即改变。设Na原子量不变，氯原子量修改增加Δ量，则在一千克NaCl溶液中应含纯NaCl为：

$$W_2(\text{克}) = \frac{19.00 \times (58.454 + \Delta)}{(35.457 + \Delta)}$$

显然，$W_1 \neq W_2$，在未修改时和修改后，其所含NaCl量不同，当然它们所含Cl的实际量也就不同，这样配制的标准氯化物溶液，名义上Cl含量是相同的，而实际上并不相同，它们的氯度值当然不同，这就是由于原子量的修改而造成的。

（二）标准海水及其功用

所谓标准海水，就是氯度值被精确测定的天然水，它可作为氯度分析中的标准。

当时，克纽森以KCl溶液为标准，用$AgNO_3$溶液测定标准海水的氯度值，在计算中应用了Ag、Cl、K的原子量。他定的氯度值只符合当时（1902年）的原子量。如果原子量改变了，计算的结果就有所不同，这就必须校正到使其符合于原始标准海水所用的原子量。使用标准海水时，可以避免原子量的变化，因为标准海水已经给出天然水的精确氯度值。以标准海水为标准来测定海水氯度值时，其结果不用原子量计算，避免了在实际工作中配制标准海水时，受原子量修改的影响。然而在氯度的定义上却没有消除它本身的缺点，因为定义不能给予永久性氯度标准。

（三）氯度新定义

对于1937年制备的氯度为19.3810‰的哥本哈根原始标准海水进行分析，其结果为：一千克氯度为19.3810‰的标准海水全部卤素完全沉淀时，需要纯银58.99428克，因此，氯度的比值是：

$$\frac{19.3810}{58.99428}=0.328523$$

既然一千克氯度为19.3810‰的标准海水全部卤素被沉淀时所需要纯银58.9943克，那末所需纯银如果定为与氯度值相同的19.3810克，则此标准海水应该恰好是0.328523千克。因此，0.328523千克氯度为19.3810‰的标准海水全部卤素被沉淀时需要纯银的重量就等于它的氯度。由此得出氯度的新定义是：沉淀0.328523千克海水全部卤素所需纯银的克数，即为海水氯度。

氯度原始定义牵涉到原子量问题，而新定义则避免了这个问题。

三、盐度-氯度关系式

海洋学家研究了某些不同海区的海水，以实验证明，盐度与氯度有下列关系：

$$S‰=0.030+1.805Cl‰ \qquad (3-1)$$

这个实验式经国际海洋学会议研究讨论后，被确定为国际统一计算海水盐度的公式，称为盐度公式。不过在实际工作中，并不需要计算，有海洋常用表可查。

盐度公式对大洋海水是符合的，但对个别盐度太低和太高的海及与洋水交换较弱的海，如地中海、波罗的海、黑海等，则与上述公式有出入，而且盐度愈低，出入就愈大。例如：

黑海　$S‰=1.8154\times Cl‰$　(3-2)

波罗的海　$S‰=0.115+1.8050\times Cl‰$　(3-3)

我国山东胶州湾　$S‰=0.387+1.7899\times Cl‰$　(3-4)

另外，总盐量(Σ)与氯度之间存在下列关系式：

$$\Sigma‰=0.073-1.8110\times Cl‰ \qquad (3-5)$$

例如氯度为19‰的海水，盐度等于34.325‰，而总盐量等于34.4816‰，二者并不相同，所以不要把盐度误认为是总盐量。

四、1969年电导盐度定义

大洋盐度公式：$S‰=0.030+1.805Cl‰$，是根据波罗的海和北海附近9个表层水样分析的结果，其代表性差，而且使盐度成为一种非保守性质。随着海洋研究的更加深入和广泛，已显示出它的局限性。所谓海水组成的恒定性并不是严格的，在不同海区，甚至同一海区的表层和深层，离子比值都有一定的差异，由氯度滴定测定海水盐度的方法既不正确也不方便，不能满足现代海洋调查的要求，因此，1966年，国际海洋学表和标准专家联合小组(JPOTS)，根据一些海洋工作者的精密测定与研究结果，在上述氯度定义的基础上，利用海水电导率随盐度的改变而改变的性质，重新定义了海水的盐度，这一定义从1969年开始正式使用。

海水的电导率随海水温度，压力，盐度的改变而改变，在相同温度和压力下，相同

离子组成的海水电导率仅与盐度有关，如果能求出这一关系式，那么，便可根据电导率的大小来求出盐度值。为了方便，采用了相对电导率的概念。所谓海水的相对电导率R_t，是指在相同温度t°C和一个标准大气压(101325帕)的条件下，某一水样的电导率与盐度精确为35‰的海水的电导率之比。R_{15}为15°C时的相对电导率。

根据几个大洋和一些海区的135个表层海水样品的氯度和R_{15}的资料测定，盐度由氯度按新的盐度公式计算：

$$S‰ = 1.80655Cl‰ \tag{3-6}$$

盐度与R_{15}之间的关系可用一个五阶多项式来表示：

$$S‰ = -0.08996 + 28.29720R_{15} - 12.80832R_{15}^2 - 10.67869R_{15}^3 + 5.98624R_{15}^4 - 1.32311R_{15}^5 \tag{3-7}$$

公式(3-7)是在温度为15°C的恒温水浴下求得的，所以，如果样品的相对电导率也是在15°C时测定的，那末就可以直接用它来求盐度。为方便起见，式(3-7)已制成$R_{15}\rightarrow S‰$表，可直接由R_{15}查出盐度。表3-1中的数值由0.85000至1.17999，相应的盐度值从20.196至42.168‰。

如果样品的电导率不是在15°C而是在t°C时测定的，就要进行温度订正，订正值由下式确定：

$$\Delta_{15(t)} = R_{15} - R_t = 10^{-5}R_t(R_t-1)(t-15)[96.7 - 720R_t + 37.3R_t^2 - (0.63+0.21R_t^2)(t-15)] \tag{3-8}$$

根据上式制成的表3-2，可查出10°C至30°C之间任何温度下的订正值。

例：温度21°C时实测相对电导率为0.85541，查盐度。

则$R_{21} = 0.85541$

由表3-2查得$\Delta_{15(21)} = -0.00043$

于是$R_{15} = 0.85498$　　$(R_{15} = R_{21} + \Delta_{15(21)})$

由表3-1查得盐度　$S‰ = 29.387$

在不带恒温水浴的情况下，给出了温度为20°C时的盐度查表3-3和3-4，这样一来，可使在温度接近20°C进行测量时，温度订正值减小。表3-3的相对电导率R_{20}的范围自0.1000至1.1999，相应的盐度值自2.846至43.003。由于表(3-1)中没有小于0.85(盐度29.196)的相对电导率，遇到这种情况，就得使用表3-3和3-4。

表3-3同表3-1一样是根据同一多项式3-7算出来的，而且温度订正是由表3-2得出的：

$$R_{15} = R_{20} + (R_{15} - R_{20}) = R_{20} + \Delta_{15(20)} \tag{3-9}$$

表3-4是温度不为20°C时所测出的相对电导率的订正值$\Delta_{20(t)}$。

$$\Delta_{20(t)} = 10^{-5}R_t(R_t-1)(t-20)[90.4 - 72.0R_t + 35.2t^2 - (0.63+0.21R_t^2)(t-20)] \tag{3-10}$$

任何实测值大于0.85的相对电导率，可用表3-1、3-2或3-3、3-4中的任一个查相应的盐度值，但对于小于0.85的相对电导率，就必须使用表3-3、3-4。

例：温度22°C时实测相对电导率为0.82511查盐度。

则$R_{22} = 0.82511$

由表3-4查得$\Delta_{20(22)} = -0.00050$

则$R_{20} = R_{22} + \Delta_{20(22)} = 0.82461$

由表3 3查得盐度$S = 28.213‰$

下面给出国际海洋常用表的部分数值。

表3-1（表Ia）

15°C				$R_{15} \longrightarrow S‰$			0.85000			
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.8540	29.349	350	350	350	351	351	351	352	352	353
41	353	353	354	354	355	355	355	356	356	356
42	357	357	358	358	358	359	359	359	360	360
43	361	361	361	362	362	363	363	363	364	364
44	364	365	365	366	366	366	367	367	368	368
45	368	369	369	369	370	370	371	371	371	372
46	372	372	373	373	374	374	374	375	375	376
47	376	376	377	377	377	378	378	370	379	379
48	300	380	380	381	381	382	382	382	383	383
49	384	384	384	385	385	385	386	386	387	387

表3-2（表Ib）

$R_t + t \longrightarrow \Delta_{15}$　　$\Delta_{15} + R_t = R_{15}$

R_t	t(°C)					
	20°	21°	22°	23°	24°	25°	26°
0.85	−37	−44	−51	−57	−64	−70	−76
0.86	−35	−42	−48	−54	−60	−66	−71
0.87	−33	−39	−45	−51	−56	−62	−67
0.88	−31	−36	−42	−47	−52	−57	−62
0.89	−28	−34	−39	−44	−48	−53	−58

表3-3（表IIa）

					$R_{20} \longrightarrow S‰$			0.8000			
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.82	0	28.038	041	045	049	053	057	060	064	068	072
	1	076	080	083	087	091	095	099	102	106	110
	2	114	118	121	125	129	133	137	140	144	148
	3	152	156	159	163	167	71	175	178	182	186
	4	190	194	198	201	205	209	213	217	220	224
	5	228	232	236	239	243	247	251	255	258	262

续 表

6	266	270	274	277	281	285	289	293	297	300
7	304	308	312	316	319	323	327	331	335	338
8	342	346	350	354	357	361	365	369	373	377
9	380	384	388	392	396	399	403	407	411	415

表3-4(表IIb)

$Rt + t \longrightarrow \Delta_{20}$　　　$\Delta_{20} + R_t = R_{20}$

Rt	t(°C) 20°	21°	22°	23°	24°	25°	26°
0.50	−75	−89	−102	−115	−128	−141	−153
0.55	−72	−85	−98	−111	−123	−135	−147
0.60	−68	−80	−92	−104	−116	−127	−138
0.65	−62	−74	−85	−96	−106	−117	−127
0.70	−56	−67	−77	−86	−96	−105	−114
0.75	−49	−58	−67	−75	−83	−91	−99
0.80	−41	−49	−56	−63	−70	−76	−83
0.85	−32	−38	−44	−49	−55	−60	−65

五、1978年实用盐度标度

1969年电导盐度定义存在一些问题：

（1）缺乏严格的35‰盐度标准。1969年电导盐度定义实际上是以哥本哈根标准海水的氯度、盐度作为相对标准的，但是实验研究已经表明，哥本哈根标准海水的氯度、盐度不能为电导盐度提供可靠的35‰的盐度标准，其误差能超过电导测盐仪器本身的误差；

（2）1969年电导盐度定义，即公式(3-7)是利用世界各地区自然海水样品的氯度与相对电导率资料求得的大洋海水的一种平均关系，因此，按此定义只能确定具有大洋海水平均离子组成的海水样品电导盐度，当待测海水样品离子组成与大洋海水平均离子组成有明显差异时，根据此定义确定的电导盐度及由其计算密度的结果将产生不能忽视的偏差；

（3）按照1969年电导盐度定义制成的国际海洋常用表，适用温度范围10—31°C，没有提供低于10°C的数据，而在现场测量中遇到低于10°C的情况很普遍，因而对于现场CTD的大多数测量，此表是不适用的，为了整理这些资料不得不求助于其它没有得到一致公认的有关数据或公式，以致CTD的盐度换算公式不统一，所得结果比较混乱。

基于上述原因，有必要改进1969年电导盐度定义。经过国际海洋学表和标准联合专家小组(JPOTS)及其所属电导小组的努力，提出了1978年实用盐度标度的定义。1978年9月在法国巴黎召开的国际海洋学表和标准联合专家小组(JPOTS)第九次会议通过了如下有关推荐：

（1）建立实用盐度35‰的固定盐度参考点。

考虑到新定义尽量与原定义一致，以保持历史资料连贯性，定义氯度19.3710的国

际标准海水（从北大西洋采水制备）为实用盐度标度的35.000S 点。再用一高纯度的 KCl 试剂，用重量法配制成一定浓度溶液，使它在15°C时与氯度为 19.3740的国际标准海水有相等的电导率，或者说，其固定电导比（K_{15}）为1，这种KCl溶液就作为实用盐度标度35.000S的固定参考点。根据实验精确测定，这种 KCl 溶液一千克溶液中含 32.4357 克 KCl。这种KCl溶液与标准海水（35‰）的电导率比值与温度的关系如下：

$$\frac{C_{KCl(32.4357,t,0)}}{C_{(35,t,0)}}=1-1.4610\times10^{-3}(t-15)+0.8969\times10^{-5}(t-15)^2 \qquad (3\text{-}11)$$

式中t为温度（°C），上式适用范围14—30°C。

（2）将盐度为35的国际标准海水用蒸馏水稀释或经蒸发浓缩，15°C 时其电导比与实用盐度的经验关系经确定为：

$$S=a_0+a_1R_{15}^{\frac{1}{2}}+a_2R_{15}+a_3R_{15}^{\frac{3}{2}}+a_4R_{15}^{2}+a_5R_{15}^{\frac{5}{2}} \qquad (3\text{-}12)$$

式中：$a_0=0.0080$　　$a_1=-0.1692$　　$a_2=25.3851$　　$a_3=14.0941$

$a_4=-7.0261$　　$a_5=2.7081$　　$\Sigma a_i=35.000$　　$2\leqslant S\leqslant 42$

$$R_{15}=\frac{C_{(S,15,0)}}{C_{(35,15,0)}} \qquad C_{(35,15,0)}=C_{KCl(32.4357,15,0)}$$

式(3-12)即作为实用盐度标度的函数定义，对于有相同R_{15}值的所有海水样品，认为有相同的实用盐度。在t温度下测得电导比为R_t，可按下式换算为实用盐度：

$$S=a_0+a_1R_t^{\frac{1}{2}}+a_2R_t+a_3R_t^{\frac{3}{2}}+a_4R_t^{2}+a_5R_t^{\frac{5}{2}}+\frac{(t-15)}{1+A(t-15)}$$

$$\times\left(b_0+b_1R_t^{\frac{1}{2}}+b_2R_t+b_3R_t^{\frac{3}{2}}+b_4R_t^{2}+b_5R_t^{\frac{5}{2}}\right) \qquad (3\text{-}13)$$

式中：　$a_0=0.0080$　$a_1=-0.1692$　$a_2=25.3851$　$a_3=14.0941$　$a_4=-7.0261$

$a_5=2.7081$　$\Sigma_a=35.000$　$b_0=0.0005$　$b_1=-0.0056$　$b_2=-0.0066$

$b_3=-0.0375$　$b_4=0.0636$　$b_5=-0.0144$　$\Sigma a=0.000$　$A=0.0162$

$$R_t=\frac{C_{(S,t,0)}}{C_{(35,t,0)}}$$

适用范围：　$-2°C\leqslant t\leqslant 35°C$

（3）绝对盐度以符号 S_A 表示，它表示海水中溶解物质的含量，实际上此量难以直接测定；而实用盐度以符号S表示，将按上述定义报告观察值。绝对盐度与实用盐度关系为：

$$S_A=a+bs \qquad (3\text{-}14)$$

式中常数a与b依赖于海水中离子组成，这两个常数的任何修正显然将使 S_A 计算值更加准确，然而却不改变S。对于国际标准海水$a=0$，$b=1.00488$；对几乎全部大洋海水，令$a=0$，其误差一般是可以忽略的。

（4）现场CTD测量资料按下列方法换算为实用盐度：

$$R=\frac{C_{(S,t,p)}}{C_{(35,15,0)}}=\frac{C_{(S,t,p)}}{C_{(S,t,0)}}\cdot\frac{C_{(S,t,0)}}{C_{(35,t,0)}}\cdot\frac{C_{(35,t,0)}}{C_{(35,15,0)}}$$

$$=R_p\cdot R_t\cdot r_t \qquad (3\text{-}15)$$

式中$C_{(S,t,p)}$为现场海水的电导率，$C_{(35,15,0)}$是盐度为35的国际标准海水在15°C 和一个大

气压(101325帕)下的电导率，它与规定的参考KCl溶液在相同温度、压力条件下的电导率相等。R_t与式(3-13)相同，标准海水电导率的温度系数r_t及海水的压力关系R_p分别由下列经验公式确定：

$$r_t = \frac{C_{(35,t,0)}}{C_{(35,15,0)}} = C_0 + C_1 t + C_2 t^2 + C_3 t^3 + C_4 t^4 \qquad (3\text{-}16)$$

式中：$C_0 = 6.76612 \times 10^{-1}$　　$C_1 = 2.00577 \times 10^{-2}$　　$C_2 = 1.10558 \times 10^{-4}$

$C_3 = -7.04373 \times 10^{-7}$　　$C_4 = 1.11940 \times 10^{-9}$

公式适用范围：$-2°C \leq t \leq 35°C$

$$R_p = 1 + \alpha$$

$$\alpha = \frac{A_1 P + A_2 P^2 + A_3 P^3}{1 + B_1 t + B_2 t^2 + B_3 R + B_4 t R} \qquad (3\text{-}17)$$

式中：$A_1 = 2.070 \times 10^{-5}$　　$B_1 = 3.426 \times 10^{-2}$

$A_2 = -6.370 \times 10^{-10}$　　$B_2 = 4.464 \times 10^{-4}$

$A_3 = 3.989 \times 10^{-15}$　　$B_3 = 4.215 \times 10^{-1}$

$B_4 = -3.107 \times 10^{-3}$

由(3-11)与(3-13)式可得：

$$R_t = \frac{R}{r_t(1+\alpha)} \qquad (3\text{-}18)$$

根据现场测量资料按式(3-18)求出R_t，再代入式(3-13)可求出现场盐度S。

经过讨论决定，不久国际标准海水在标记氯度值的同时还标记按实用盐度标度确定的R_{15}值，这两个数值是通过各自独立的测量获得的，它们之间将不再有经验公式相联系，以前曾普遍使用的盐度公式$S‰ = 1.80655Cl‰$已不具有原来的意义。这也就是说，随着1978年实用盐度标度定义的建立，盐度(或电导比)与氯度将作为各自独立的参数而存在，两者已不再具有原来的关系了。标准海水标记的氯度及电导比将分别为氯度滴定及电导法测盐度提供标准。

按1978年实用盐度标度制定的国际海洋学表不久将提供使用，1978年国际新盐标规定，为了简便将‰号去掉，以S表示盐度，以$Cl \times 10^{-3}$表示氯度。表3-5表示按1969年电导盐度定义与1978年实用盐度标度定义确定的盐度值的差值。

表3-5　1969年与1978年盐度定义所确定的盐度值的差值

电导比 R_{15}	按1969年电导盐度定义盐度值S	按1978年实用盐度标度定义盐度值S	差值 S
0.1	2.858	2.877	+0.019
0.2	6.005	6.037	+0.032
0.4	12.735	12.770	+0.035
0.6	19.865	19.884	+0.019
0.8	27.296	27.301	+0.005
1.0	35.000	35.000	0.000

第三节 海水的密度

一、海水密度、比重、比容的概念

海水的密度是单位体积海水所含有的质量。

海水的比重是在大气压力(101325帕)下，海水的密度与4°C蒸馏水的密度的比值。例如，温度为0°C的海水与4°C蒸馏水的密度之比，用符号$\rho\left(\frac{0°C}{4°C}\right)$表示。因为4°C蒸馏水的密度等于1(厘米-克-秒制)，所以海水比重在数值上等于海水密度。

海水比容的涵义是：单位质量海水所占的容积。数值上是密度的倒数，以符号$\alpha\left(\frac{t°C}{4°C}\right)$或$\alpha=\frac{1}{\rho}$表示。

条件密度是在大气压力(101325帕)下，在海表面取$P=0$时的密度，即$\rho_{s,t,0}$的缩写，符号为$\sigma_t(\sigma_{s,t,0})$。在海表面，若水温$t=0$，则密度仅仅是盐度的函数，以符号$\rho_{s,0,0}$表示。$\rho_{s,0,0}$的缩写符号为$\sigma_0(\sigma_{s,0,0})$，也叫条件密度。因为海水密度一般都在1.0100—1.0300之间，为了简便起见，可将密度数值减去1，再将小数点向右移三位，简化成下式：

$$\sigma_0(\sigma_{s,0,0})=(\rho_{s,0,0}-1)\times10^3. \qquad (3\text{-}19)$$

$$\sigma_t(\sigma_{s,t,0})=(\rho_{s,t,0}-1)\times10^3. \qquad (3\text{-}20)$$

例：$S=35$ $t=0$ $P=0$时 $\rho_{s,0,0}=1.02814$ 则$\sigma_0=28.14$；$S=35$ $t=7.09$ $P=0$时 $\rho_{s,t,0}=1.02821$ 则$\sigma_t=28.21$。

现场密度(当场密度)是指海洋中某处的海水，在当时的温度、盐度、压力下所具有的密度。显然，它是温度、盐度、压力的函数，以符号$\rho_{s,t,p}$表示。同理，可以简写成式：

$$\sigma_{s,t,p}=(\rho_{s,t,p}-1)\times10^3 \qquad (3\text{-}21)$$

式中，$\sigma_{s,t,p}$叫条件现场密度。

条件比容是在大气压力(101325帕)下，取$P=0$时的比容，并把$\alpha_{s,t,0}$缩写，符号以$V_t(V_{s,t,0})$表示。若$t=0$，则比容仅是盐度的函数，以符号$\alpha_{s,0,0}$表示。当盐度大于6时，海水的密度值大于1，所以凡是盐度超过6的比容值都小于1，它的量值常常是从0.9开始，如同密度一样，条件比容可用下式表示：

$$V_0(V_{s,0,0})=(\alpha_{s,0,0}-0.9)\times10^3, \qquad (3\text{-}22)$$

$$V_t(V_{s,t,0})=(\alpha_{s,t,0}-0.9)\times10^3. \qquad (3\text{-}23)$$

例：$S=35$ $t=0$ $p=0$时 $\alpha_{s,0,0}=0.97264$ 则$V_0=72.64$。

现场比容(当场比容)是指海洋中某处的海水在当时的温度、盐度、压力下所具有的比容，以$\alpha_{s,t,p}$表示。也可以简化成下式：

$$V_{s,t,p}=(\alpha_{s,t,p}-0.9)\times10^3. \qquad (3\text{-}24)$$

式中，$V_{s,t,p}$叫条件现场比容。

二、密度与温度、盐度和压力的关系

海水的密度与温度、盐度和压力的关系比较复杂，这里只作简要的说明。

根据测定，获得了海水的密度（条件密度）与盐度之间的经验关系式为：

$$\sigma_0 = -0.093 + 0.8149S - 0.000482S^2 + 0.0000068S^3. \qquad (3\text{-}25)$$

这一关系可以近似地看作是线性的，因此，当盐度增加时，海水的密度便线性地增大。

海水的密度随温度的变化比较复杂。若盐度和压力保持不变，则比容为$\alpha_{s,t,p}$的海水，当温度升高Δt时，比容的变化$\Delta\alpha$等于：

$$\Delta\alpha = e\alpha_{s,t,p}\cdot\Delta t \qquad (3\text{-}26)$$

其中e为海水的热膨胀系数。由此得出状态为$s,t+\Delta t,p$时海水的比容为：

$$\alpha_{s,t+\Delta t,p} = \alpha_{s,t,p}(1+e\Delta t), \qquad (3\text{-}27)$$

可见，海水的密度（这里用比容表示）随温度的变化，取决于热膨胀系数e。在一般情况下，热膨胀系数为正，因而密度随温度的升高而减小；但当温度低于某一数值（这一数值与盐度有关）时，热膨胀系数e为负值，因而密度便随温度的升高而增大。因此，这一温度便是海水最大密度时的温度。由于热膨胀系数与温度、盐度和压力有关，所以，海水的密度随温度的变化，在不同的温度、盐度和压力下，便不相同。

海水的密度随压力的变化取决于海水的平均压缩系数K：

$$\alpha_{s,t,p+\Delta p} = \alpha_{s,t,p}(1-K\Delta P), \qquad (3\text{-}28)$$

K永远是正值，所以密度随压力的增加而增大。和热膨胀系数一样，平均压缩系数也与温度、盐度和压力有关，这就是说，海水的密度随压力的变化，随温度、盐度的不同而不同。

由于海水的平均压缩系数很小，所以海水的密度随压力的变化也不大。例如，盐度为34.70，温度为2°C的海水，在海面（$p=0$）时，其条件比容为73.00，而当它位于2000米的深度（约200个大气压——20 265 000帕）时，便减为64.32。压力差如此巨大，比容才减小8.68，可见海水的压缩效应是很小的。

三、现场密度和现场比容的计算

（一）现场密度的计算

直接测定现场密度是比较困难的，因为取水上来后，温度由于绝热膨胀而降低，压力也改变了。所以只能用计算的方法把它求出来。

因为$\rho=f(s,t,p)$，所以依照泰勒级数可将现场密度展开成：

$$\rho_{s,t,p} = \rho_{35,0,0} + \varepsilon_s + \varepsilon_t + \varepsilon_p + \varepsilon_{s,t} + \varepsilon_{s,p} + \varepsilon_{t,p} + \varepsilon_{s,t,p} \qquad (3\text{-}29)$$

式中

$\rho_{35,0,0}$——盐度为35，温度为0°C，压力为大气压（101325帕）时的海水密度；

$\varepsilon_s = \rho_{s,0,0} - \rho_{35,0,0}$，为$t=0$°C，$P=0$时，$S$由35变至$S$时盐度对密度的改正值；

$\varepsilon_t = \rho_{35,t,0} - \rho_{35,0,0}$，为$S=35$　$P=0$时，t由0°C变至t°C时温度对密度的改正值；

$\varepsilon_p = \rho_{35,0,p} - \rho_{35,0,0}$，为$S=35$　$t=0$°C时，P由0变至P时压力对密度的改正值；

$\varepsilon_{s,t} = (\rho_{s,t,0} - \rho_{s,0,0}) - (\rho_{35,t,0} - \rho_{35,0,0})$，为$P=0$时，$S,t$由35，0°C，变至$S$，$t$°C时盐度和温度对密度的改正值；

$\varepsilon_{s,p} = (\rho_{s,0,p} - \rho_{35,0,p}) - (\rho_{s,0,0} - \rho_{35,0,0})$，为$t=0$°C时，$S$，$P$由35,000，0变至

S和P时盐度和压力对密度的改正值；

$\varepsilon_{t,p} = (\rho_{35,t,p} - \rho_{35,t,0}) - (\rho_{35,0,p} - \rho_{35,0,0})$，为$S=35$时，$t$，$P$由0°C，0变至$t$°C和$P$时温度和压力对密度的改正值；

$\varepsilon_{s,t,p} = [(\rho_{s,t,p} - \rho_{35,t,p}) - (\rho_{s,t,0} - \rho_{35,t,0})] - [(\rho_{s,0,p} - \rho_{35,0,p}) - (\rho_{s,0,0} - \rho_{35,0,0})]$，为$S$, t, P由35、0°C，0时，变至S，t°C，P时温度、盐度和压力对密度的改正值。

无下标P的那4项，与压力无关，显然，它们的和即为$\rho_{s,t,0}$，其式为

$$\rho_{s,t,0} = \rho_{35,0,0} + \varepsilon_s + \varepsilon_t - \varepsilon_{s,t}$$

因此，式(3－29)可写为：

$$\rho_{s,t,p} = \rho_{s,t,0} + \varepsilon_p + \varepsilon_{s,p} + \varepsilon_{t,p} + \varepsilon_{s,t,p}$$

用条件密度和条件现场密度来表示，并乘10^3即得：

$$\sigma_{s,t,p} = 10^{-2}(10^2\sigma_t + 10^5\varepsilon_p + 10^5\varepsilon_{s,p} + 10^5\varepsilon_{t,p} + 10^5\varepsilon_{s,t,p}) \quad (3\text{-}30)$$

现场密度按式(3-30)列表(表3-6)计算。计算步骤如下：

(1) 根据温度、盐度，查《条件密度σ_t查算表》得σ_t；

(2) 根据温度、盐度和深度值，分别查《海洋水文常用表》中的表12、13、14，得$10^5\varepsilon_p$、$10^5\varepsilon_{s,p}$、$10^5\varepsilon_{t,p}$、$10^5\varepsilon_{s,t,p}$；

(3) 按式(3-30)得$\rho_{s,t,p} = 1 + \sigma_{s,t,p} \times 10^{-3}$。

表3-6　现场密度计算表　　　　第　页

海区＿＿调查船＿＿站号＿＿站位：纬度　　经度＿　观测日期＿＿年＿月　　日＿＿时

层次(米)	t(°C)	S	σ_t	$10^5\varepsilon_p$	$10^5\varepsilon_{s,p}$	$10^5\varepsilon_{t,p}$	$10^5\varepsilon_{s,t,p}$	$\sigma_{s,t,p}$	$\rho_{s,t,p}$	备注
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)＝10^{-2}[10^2(4)+(5)＋(6)＋(7)＋(8)]	(10)＝[1＋(9)]×10^{-3}	
0	26.42	34.43	22.49	0	0	0	0	22.49	1.02249	
5	26.44	34.52	22.53	2	0	0	0	22.58	1.02258	
10	26.43	34.54	22.57	5	0	0	0	22.62	1.02262	
15	26.43	34.36	22.44	7	0	－1	0	22.50	1.02250	
20	26.23	34.34	22.49	10	0	－1	0	22.58	1.02258	
25	24.99	34.16	22.73	12	0	－1	0	22.84	1.02284	
30	24.92	34.16	22.75	15	0	－1	0	22.89	1.02289	
35	24.85	34.18	22.79	17	0	－2	0	22.94	1.02294	
50	24.58	34.31	22.97	25	0	－2	0	23.20	1.02320	
75	22.88	34.38	23.52	37	0	－3	0	23.86	1.02386	
100	21.52	34.51	24.00	49	0	－4	0	24.45	1.02445	
150	19.09	34.67	24.77	74	0	－5	0	25.46	1.02546	
200	17.58	34.72	25.18	98	0	－7	0	26.09	1.02609	

计算者　　核对者　　复核者

(二) 现场比容的计算

在海流动力计算上，引用比容更加方便。与现场密度$\rho_{s,t,p}$的计算一样，现场比容$\alpha_{s,t,p}$也可以写成：

$$\alpha_{s,t,p} = \alpha_{35,0,0} + \delta_s + \delta_t + \delta_p + \delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} + \delta_{s,t,p} \quad (3\text{-}31)$$

因为 $\delta_p = \alpha_{35,0,p} - \alpha_{35,0,0}$

所以 $\alpha_{s,t,p} = \alpha_{35,0,p} + \delta_s + \delta_t + \delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} + \delta_{s,t,p}$

令 $\Delta_{s,t} = \delta_s + \delta_t + \delta_{s,t}$

得 $\alpha_{s,t,p} = \alpha_{35,0,p} + \Delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} + \delta_{s,t,p}$

式中：

$\alpha_{35,0,p}$——盐度为35，温度为0℃，压力为P时的海水比容；

$$\Delta_{s,t} = 0.02736 - \frac{\sigma_t \times 10^{-3}}{1 + \sigma_t \times 10^{-3}} \quad (3\text{-}32)$$

$\delta_{s,p}$——盐度(s)和压力(P)变化时引起的比容改正值；

$\delta_{t,p}$——温度(t)和压力(P)变化时引起的比容改正值；

$\delta_{s,t,p}$——盐度(s)，温度(t)和压力(P)变化时引起的比容改正值。

再令 $\delta = \Delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} + \delta_{s,t,p}$

所以 $$\alpha_{s,t,p} = \alpha_{35,0,p} + \delta, \quad (3\text{-}33)$$

式中：δ——现场比容偏差。

现场比容按公式(3-33)列表(表3-7)计算。计算步骤如下：

(1) 根据温度、盐度查《条件密度σ_t查算表》得σ_t；

(2) 由σ_t查《海洋水文常用表》中的表18得$10^5\Delta_{s,t}$；由温度、盐度和深度值查表15、16、17分别得$10^5\delta_{s,p}$、$10^5\delta_{t,p}$、$10^5\delta_{s,t,p}$，然后相加得$10^5\delta$(取至一位小数)；

(3) 根据压力(P)或深度值，查《海洋水文常用表》中的表11得 $10^5\alpha_{35,0,p}$；

(4) 依式(3-33)计算$\alpha_{s,t,p}$(取至五位小数)。

表3-7 现场比容计算表

第 页

海区 调查船 站号 水深 纬度 经度 观测日期__年__月__日__时

层次(米)	t(℃)	S	σ_t	$10^5\Delta_{s,t}$	$10^5\delta_{s,p}$	$10^5\delta_{t,p}$	$10^5\delta_{s,t,p}$	$10^5\delta$	$10^5\alpha_{35,0,p}$	$\alpha_{s,t,p}$	备注
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)=(5)+(6)+(7)+(8)	(10)	(11)=((9)+(10))×10⁻⁵	
0	26.42	34.43	22.49	536	0	0	0	536	97264	0.97800	
5	26.44	34.52	22.56	530	0	0	0	530	97262	0.97782	
10	26.43	34.54	22.57	529	0	0	0	529	97260	0.97789	
15	26.43	34.36	22.44	541	0	1	0	542	97258	0.97800	
20	26.23	34.34	2[illegible].49	536	0	1	0	537	97255	0.97792	
25	24.99	34.16	22.73	513	0	1	0	514	97253	0.97767	
30	24.92	34.16	22.76	511	0	1	0	512	97251	0.97763	
35	24.85	34.18	22.79	508	0	2	0	510	97246	0.97756	
50	24.58	34.31	22.97	490	0	2	0	492	97242	0.97634	
75	22.88	34.38	23.52	438	0	3	0	441	97231	0.97672	
100	21.52	34.51	24.00	392	0	4	0	396	97219	0.97615	
150	19.09	34.67	24.77	319	0	5	0	324	97197	0.97521	
200	17.58	34.72	25.18	280	0	6	0	286	97174	0.97460	

计算者 核对者 复核者__

四、1980年新的国际海水状态方程

海水状态方程也称海水的P-V-T性质，它是描述海水的状态参数之间关系的数学表达式。

本世纪初以来，计算海水密度都是以福尔奇、克努森、苏伦森（1902年）的密度测量和厄克曼（1908年）的压缩率测量为依据的。新近得到的数据表明，克努森-厄克曼方程计算的数值存在误差。这些误差主要是由于测量的样品成分不同所引起的，并与盐度定义和测量精确度有关。需要一个与1978年实用盐度定义一致的新国际海水状态方程。

最近米勒罗等总结了七十年代以来，在温度为－1—40°C，压力为0—10×10⁶帕，盐度为0—40范围内所得到的实验数据，建立了一个新的精确的海水状态方程，这个方程已被联合国科教文组织海洋学表及海洋学标准联合专门小组第九次会议采纳，并向全世界的各海洋学技术组织和学者推荐使用。

（一）冬片密度

在一个标准大气压（$P=0$）下，海水密度（千克/米³）根据实用盐度（S）和温度（t°C）按下列方程计算：

$$\sigma_t = \sigma_\omega(b_0 + b_1 + b_2t^2 + b_3t^3 + b_4t^4)S + (C_0 + C_1t + C_2t^2)S^{3/2} + d_0S^2 \quad (3\text{-}34)$$

式中：

$b_0 = 8.24493\times10^{-1}$ $\quad b_1 = -4.0899\times10^{-3}$

$b_2 = 7.6438\times10^{-5}$ $\quad b_3 = -8.2467\times10^{-7}$

$b_4 = 5.3875\times10^{-9}$ $\quad c_0 = -5.72466\times10^{-3}$

$c_1 = 1.0227\times10^{-1}$ $\quad c_2 = -1.6546\times10^{-6}$

$d_0 = 4.8314\times10^{-4}$

式中σ_ω是标准平均海水密度，当以纯水做参考标准时由下式给出：

$$\sigma_\omega = a_0 + a_1t + a_2t^2 + a_3t^3 + a_4t^4 + a_5t^5 \quad (3\text{-}35)$$

式中：$a_0 = 999842594$ $\quad a_1 = 6.793952\times10^{-2}$

$a_2 = -9.095290\times10^{-3}$ $\quad a_3 = 1.001685\times10^{-4}$

$a_4 = -1.120083\times10^{-6}$ $\quad a_5 = 6.536332\times10^{-9}$

该方程适用盐度范围0—42，温度范围－2—40°C。

（二）现场密度

现场密度（千克/米³）可根据实用盐度（S）、温度（t）和压力（帕），由下列方程计算：

$$\rho_{s,t,p} = \frac{\rho_{s,t,0}}{1 - \dfrac{P}{K_{s,t,p}}} \quad (3\text{-}36)$$

式中$\rho_{s,t,0}$见公式（3-34），$K_{s,t,p}$为实用盐度（S）、温度（t°C）和压力（帕）下的正割体积模量。

$$K_{s,t,p} = K_{s,t,0} + AP + BP \quad (3\text{-}37)$$

式中：$K_{s,t,0} = K_\omega + (54.6746 - 0.603459t + 1.09987\times10^{-2}t^2 - 6.1670\times10^{-5}t^3)S + (7.944\times10^{-2} - 1.6483\times10^{-2}t - 5.3009\times10^{-4}t^2)S^{3/2}$

$$A = A_\omega + (2.2838\times10^{-3} - 1.0981\times10^{-5}t - 1.6078\times10^{-6}t^2)S + 1.91075\times10^{-4}S^{3/2}$$

$B = B_\omega + (-9.9348\times10^{-7} + 2.0816\times10^{-8}t - 9.1697\times10^{-10}t^2)S$

正割体积模量中的纯水项K_ω、A_ω、B_ω由下式得出：

$K_\omega = 19652.21 + 148.4206t - 2.327105t^2 + 1.360477\times10^{-2}t^3 - 5.155288\times10^{-5}t^4$

$A_\omega = 3.239908 - 1.43713\times10^{-3}t - 1.16092\times10^{-4}t^2 - 5.77905\times10^{-7}t^3$

$B_\omega = 8.50935\times10^{-5} - 6.12293\times10^{-6}t + 5.2787\times10^{-8}t^2$

该方程适用范围：实用盐度0—42、温度-2—40°C、压力0—10×10^{8}帕。

（三）条件比容

$$V_t = \frac{1}{\sigma_t} \tag{3-38}$$

式中σ_t同公式(3-31)。

（四）现场比容

$$V_{s,t,p} = v_{s,t,0}\left[1 - \frac{p}{K_{s,t,p}}\right] \tag{3-39}$$

式中：$K_{s,t,p}$为正割体积模量。

五、根据实测比重求换算盐度

在海洋学上，海水密度和比重的数值相等。海水比重计为一特制的玻璃管比重浮标，上端细长部分刻有度数，下端圆形玻璃球内装有小铅球（精细的比重计在玻管内另附温度表一支）。一般用来测量近海海水比重计刻度范围，以1.0100—1.0300之间较为适用（图3-1）。

测量时以1000毫升的量筒盛入海水，然后将比重计放入量筒中，静止后进行观测并读取水面在比重计上的数值，即为海水实测比重值。

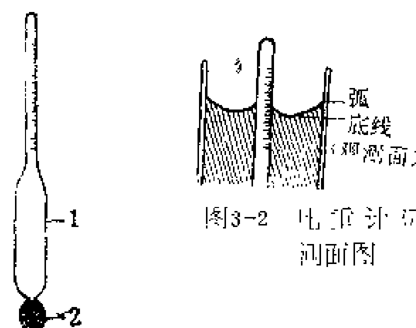


图3-1 比重计

1——玻璃管

2——铅球

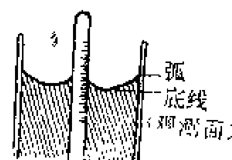


图3-2 比重计观测面图

比重计读法与温度表读法恰好相反，温度表系从下往上读，比重计则由上向下读。同时由于水分子与量筒壁的附着力影响，使观测面不成一个平面，而成一弧形面。因此，在读数时，应以其底线为读数的观测面（图3-2）。观测时注意眼睛应与观测面同在一水平线上。读数要求准确到小数以下第四位，尽可能再估计一位共得五位数字。在测量比重时，还要同时观测水温，以备校正

台站、海水养殖场和群众渔业渔船在进行海洋调查时，有时用测比重来求盐度。此法虽然误差较大，但方法简便，可以粗略了解海区表面盐度分布情况。

例：实测现场比重1.02680，实测现场水温10.30°C，求盐度。

已知，$\sigma_t = 26.80$，$t = 10.30$°C，从表3-8查出$K_\rho = -1.32$

$$\text{则}\ \rho_{17.5} = \sigma_t + K_\rho \tag{3-40}$$

式中：$\rho_{17.5}$为标准密度

K_ρ为实测现场水温换算到标准水温17.5°C时的密度改正值。

由式(3-40)得：

$\rho_{17.5}=26.80-1.32=25.48$（即1.02548）

再从表3-9中，由$\rho_{17.5}=25.48$，查出盐度$S=33.36$

表3-8　求17.5°C标准比重表

t \ σ_t	9.0	9.2	9.4	9.6	9.8	10.0	10.2	10.4	10.6
	K_ρ	K_ρ	K_ρ	K_ρ	K_ρ	K_ρ	K_ρ	K_ρ	K_ρ
23.00	−1.41	−1.39	−1.36	−1.34	−1.31	−1.29	−1.26	−1.23	−1.20
24.00	.43	.43	.38	.36	.33	.31	.28	.25	.22
25.00	.45	.43	.40	.38	.35	.32	.30	.27	.24
26.00	.48	.45	.42	.40	.37	.34	.31	.29	.26
27.00	.50	.47	.44	.42	.39	.36	.33	.30	.27
28.00	.52	.49	.46	.44	.41	.38	.35	.32	.29
29.00	.54	.51	.48	.46	.43	.40	.37	.34	.31

表3-9　17.5°C标准比重与盐度换算表

$\rho_{17.5}$	S	$\rho_{17.5}$	S	$\rho_{17.5}$	S	$\rho_{17.5}$	S
24.13	31.60	24.48	32.05	24.82	32.50	25.17	32.95
.15	.62	.49	.07	.84	.52	.18	.97
.16	.64	.50	.09	.85	.54	.20	.99
.17	.65	.52	.10	.86	.56	.21	33.01
.19	.67	.53	.12	.88	.57	.22	.03
24.20	31.69	24.55	32.14	24.89	32.59	25.24	33.04
.22	.71	.56	.16	.91	.61	.25	.06
.23	.73	.57	.18	.92	.63	.26	.08
.24	.74	.59	.20	.93	.65	.28	.10
.26	.76	.60	.21	.95	.66	.29	.12
24.27	31.78	24.62	32.23	24.96	32.68	25.31	33.13
.28	.80	.63	.25	.97	.70	.32	.15
.30	.82	.64	.27	.99	.72	.33	.17
.31	.83	.66	.29	25.00	.74	.35	.19
.33	.85	.67	.30	.02	.75	.36	.21
24.34	31.87	24.69	32.32	.03	32.77	25.37	33.22
.35	.89	.70	.34	.04	.79	.39	.24
.37	.91	.71	.36	.06	.81	.40	.26
.38	.92	.73	.38	.07	.83	.42	.28
.40	.94	.74	.39	.08	.84	.43	.30
24.41	31.96	24.75	32.41	25.10	32.86	25.44	33.31
.42	.98	.77	.43	.11	.88	.46	.33
.44	32.00	.78	.45	.13	.90	.47	.35
.45	.01	.80	.47	.14	.92	.49	.37
.46	.03	.81	.48	.15	.94	.50	.39

第四节 海水的热性质

一、比热

使1克物质的温度增加1°C时所需热量的卡数(1卡 = 4.1868焦耳)。在研究液体时，一般用的比热，是指压力不变情况下的比热，叫做定压比热，若体积不变，则叫定容比热。

海水的定压比热 C_p随温度、盐度的增大而降低。在同一温度和盐度下，压力增加，定压比热之值也趋减小。下表列出了在1个大气压(101325帕)之下，温度、盐度对比热的效应。

表3 10 比热与温度、盐度的关系

S / t°C	0	5	10	15	20	25	30	35	40
0	1.000	0.991	0.997	0.966	0.959	0.953	0.947	0.941	0.935
5	1.005	0.987	0.973	0.963	0.956	0.950	0.944	0.938	0.932
10	1.002	0.984	0.970	0.960	0.953	0.943	0.941	0.935	0.929
15	1.000	0.982	0.968	0.958	0.951	0.945	0.939	0.933	0.926
20	0.999	0.981	0.967	0.957	0.950	0.944	0.938	0.932	0.926
25	0.998	0.980	0.966	0.956	0.949	0.943	0.937	0.931	0.925
30	0.998	0.980	0.966	0.956	0.949	0.943	0.937	0.931	0.925

使1立方厘米海水的温度升高1°C所需热量的卡数称为热容量。比热和热容量q之间的关系可写为$q = C_p \rho$，ρ为海水的密度。

海水的比热在0.9左右，密度几乎近于1，而空气的比热约为0.2，密度为0.00129(温度0°C，压力1个大气压——101325帕)，所以海水的热容量约为空气的3100倍。这就是说，1立方厘米的海水降低温度1°C所放出的热量，可使3100立方厘米的空气增高温度1°C。除NH_3以外，水为所有固体、液体中热容量最大者，因此，它阻止了海洋温度的巨大变化，並把大量的热量源源不断地输给大气。由于地球表面70%以上都为海水所覆盖，所以，海水很大的热容量，对于地球上气候状况有着十分重要的影响。

二、蒸发热

使1克海水蒸发，或者说，使1克海水化为同温度的蒸汽时所需热量的卡数，称为海水的蒸发热或叫汽化热。海水的蒸发热与纯水的蒸发热相差很微小，因此，在0°C与30°C之间海水的蒸发热 L 与温度t的关系可用公式：

$$L = 596.1 - 0.529t \tag{3-41}$$

来计算。

海水的蒸发热随着温度的升高而逐渐减少(表3-11)。

在所有物质中，水具有最大的蒸发热，因此，水在蒸发时放出的热量，对于大气和海洋的热状况有很大的影响。

1) 1卡 = 4.1868焦耳.

表3-11 海水的蒸发热与温度的关系

温　度 (°C)	蒸发热 (卡/克)	温　度 (°C)	蒸发热 (卡/克)	温　度 (°C)	蒸发热 (卡/克)
0	596.1	40	574.8	80	551.8
10	590.9	50	569.3	90	545.7
20	585.6	60	563.5	100	539.5
30	580.2	70	557.5	—	

三、热传导

在海水静止或处于片流(海水的运动井然不紊，其流速无局部扰动)状态时，海水分子和海中的溶解物质的运动却是不规则的。由于这种不规则运动(随机运动)的缘故，使相邻水层内的分子，产生交换作用。因此，如果相邻水层的温度不同，那么，这种交换作用便导致热量的转移，热量自高温区域向低温区域传导。在1秒钟内，热量在单位面积上所传导的卡数是和温度在垂直于这一面积的方向上，1厘米内变化之值成比例的，即 $Q=-r\frac{\Delta t}{\Delta n}$，比例系数 r 称为热传导系数。对纯水来说，温度15°C时的热传导系数之值为 1.39×10^{-3} 卡/(秒·度·厘米)。海水的热传导系数较纯水的略小，并随温度的增加而增加，随盐度的增加而减小。

上述热量传导是由于分子的不规则运动引起的，叫做分子热传导，r 叫做分子热传导系数。分子热传导的效应是很小的，据计算，在只有分子热传导的情况下，若表层海水的温度为30°C，100米处的温度为0°C，100年后，100米处的温度才只能增高7.3°C。因此，分子热传导的效应实际上可以忽略不计。

在自然界里，海水不可能处于静止或片流状态中，而是处于乱流或涡动状态中。“涡动”的意义是指：在某种规则的运动之上，又叠置了一些随机运动；这种随机运动，带着大大小小的水块(注意：不是分子)一起运动。在这种情况下，相邻水层的交换，当不以分子交换为限；各种不同大小的水块，便由这一空间进入另外空间，并将所含热量携带而去。这样一来，上述分子热传导系数便应以量值大得多的涡动热传导系数 A 来代替。涡动热传导系数与海水的运动状况有关，在不同海区，在同一海区的不同季节，A 都有很大的变化。它比分子热传导系数大几千至几百万倍。

在堪察加湾内，曾观测到表面水温为10.2°C，5米为0.4°C。取 $r=1.341\times10^{-3}$，则由分子热传导所传导的热量为：$Q_{分子}=-1.341\times10^{-3}\times(-1.96\times10^{-2})=2.63\times10^{-5}$。在同样的情况下，取 $A=10$，则由涡动热传导所传导的热量为

$$Q_{涡动}=-10\times(-1.96\times10^{-2})=0.196$$

相当于分子热传导的热量的7000倍以上。

四、热膨胀

热膨胀的大小取决于热膨胀系数。热膨胀系数 e 可由式(3-27)：$V_{s,t+\Delta t,p}=V_{s,t,p}\cdot(1+e\Delta t)$ 来表示。海水的热膨胀系数的变化取决于温度、盐度和压力。下表列出海水在不同温度、盐度和压力下热膨胀系数 e 的数值。

表3-12　海水热膨胀系数随温度、盐度、压力的变化($e\times10^6$)

压力(帕)	盐度	温度(°C) −2	0	10	20	30
0	0	−105	−57	88	207	303
	20	−27	4	135	237	324
	30	7	36	157	250	322
	35	23	51	167	257	334
20×10^8	35	80	105	202	278	
60×10^9	34.85	177	194			
10×10^9	34.85		276			

五、绝热变化

在流体受到压缩时，如果使它与外界不发生任何热量交换，那么，外力对流体所作之功，将使流体的温度升高。反之，当流体膨胀时，如果也不和外界发生热量的交换，那么，流体本身便须消耗能量，从而使温度降低，这种变化，称为温度的绝热变化。绝热变化在大气中十分重要。在海洋中，由于海水也具有一定的压缩性，其绝热过程的效应虽然不大，但在研究大洋深度很大的地方以及孤立海盆中温度的垂直变化时，这一绝热变化的效应，便必须考虑在内，因为在这样的情况下，绝热变化将使海水的温度向海底增加。菲律宾海沟内是温度向海底绝热增加的典型例子：菲律宾海沟的深度大于10 000米，在5000米处，温度为1.50°C，7000米为1.80°C，9000米为2.32°C，9282米则为2.62°C。又如日本海1000米处水温为0.12°C，2000米处为0.16°C，3500米则为0.26°C，这也是绝热的效应。

某一水样从海洋中任一深度以绝热方式提升到海面所具有的温度，称为位温。若t为海水的现场水温，Δt为海水提升到海面时，绝热冷却，即降低的温度量，因此，位温

表3-13　S = 34.85时的绝热冷却值(×100°C)

深度(米)	温度(°C) −2	0	2	4	6	8	10
1000	2.6	4.4	6.2	7.8	9.5	11.0	12.4
2000	7.2	10.7	14.1	17.2	20.4	23.3	26.2
3000	13.6	18.7	23.6	28.2	32.7	37.1	41.2
4000	21.7	28.4	34.7	40.6	46.3	51.9	57.2
5000	31.5	39.6	47.2	54.5			
6000	42.8	52.2	61.1	69.4			
7000		66.2	76.2	85.5			
8000		81.5	92.5	102.7			
9000		98.1	109.9	121.0			
10 000		115.7	128.3	140.2			

$\theta = t - \Delta t$。表3-13是当盐度为34.85，温度为t°C的海水从深度Z米处提升到海面时绝热冷却之值。

由表可知，若将温度2°C的海水，从8000米深处提升到海面时，$\Delta t = 0.925$°C，遂得这一水样的位温$\theta = 2 - 0.925 = 1.075$°C。

第五节 海水的其他物理性质

一、压缩性

海水比容由于压力增加而改变。厄克曼曾经得出从0到P帕比容改变的关系如下：

$$\alpha_{s,t,p} = \alpha_{s,t,0}(1 - KP) \tag{3-42}$$

式中：K为海水平均压缩系数，它是盐度、温度和压力的函数。表3—14是盐度为34.85的海水在不同温度、不同压力下的平均压缩系数。

表3-14 温度、压力与平均压缩系数($K \times 10^8$)

压力	温度				°C		
(帕)	0	5	10	15	20	25	30
0	4659	4531	4427	4345	4281	4233	4197
1×10^6	4582	4458	4357	4278			
2×10^6	4508	4388	4291				
4×10^6	4368	4256					
10×10^6	4009	3916					

由表3-14和式(3-42)可知：压力加大，温度升高，则平均压缩系数减小(当盐度加大时，平均压缩系数也减小)，但减小幅度很小。可见海水的压缩性是很小的。但是，如果海水是绝对不可压缩的话，现在海洋中的水位将升高20—30米。

海水真压缩系数的定义为：每增加单位压力时，海水所减少的体积与原体积之比。如以K表示真压缩系数，则按定义得：

$$K = -\frac{1}{\alpha_{s,t,p}} \cdot \frac{\partial \alpha_{s,t,p}}{\partial P} \tag{3-43}$$

"负"号表示压力增加时体积减小。将式(3-42)中的$\alpha_{s,t,p}$代入式(3-43)，并整理得：

$$K = \frac{K + P\cdot\frac{\partial K}{\partial P}}{1 - KP} \tag{3-44}$$

如已知平均压缩系数，即能求出海水的真压缩系数，也就是说，可以求出当压力改变时单位质量海水的体积减少了多少。

二、粘滞性

由于海水分子的不规则运动，相邻水层内的分子便要产生交换作用，如果水层的速度不同，这种交换作用便将引起动量的转移，从而使海水中出现摩擦应力。作用于面积为一平方厘米的表面上的摩擦应力，与速度在垂直于这一面积的法线上一厘米内的变化

成比例，即：

$$\tau_z = \mu \frac{\Delta v}{\Delta n} \tag{3-45}$$

μ称为分子粘滞系数。这一系数，随温度的增高而迅速减低，随盐度的增大而稍有增大，压力的效应则可忽略不计。μ的量级为10^{-2}。但在自然界里，相邻水层的交换决不以分子为限，而是以大大小小的水块进行的，即海水是处于乱流或涡动状态下的，涡动使相邻水层的动量交换之量远较分子的效应为大，因此，在涡动情况下，分子粘滞系数就要以涡动粘滞系数来代替。根据实验测定，垂直涡动粘滞系数 A_z之值还要更大。

涡动粘滞系数的了解，对于研究海水的运动是非常重要的。

三、扩散

当一溶液中所溶解物质的浓度随空间而变化时，这种物质，在一分钟内，因扩散而通过单位面积之量，和垂直于这一面积的法线上一厘米内浓度的变化成比例。用公式来表示，即：

$$M = -\delta_M \frac{\Delta c}{\Delta n} \tag{3-46}$$

δ_M称为分子扩散系数。海水的分子扩散系数，随溶质的性质而异。

当涡动在海水中出现时，其系数要增大很多倍，由基本上取决于运动状态的涡动扩散系数，来代替分子扩散系数。

四、蒸汽压、冰点、沸点和渗透压

海水为一含有盐分和其他杂质的溶液，故其沸点升高，冰点降低，蒸汽压下降。

海水的冰点降低之值随盐度而变。海水沸点升高也与盐度有关，其升高之值可用公式：

$$\Delta t = 0.0158S \tag{3-47}$$

来近似表示。表3-15给出了海水沸点升高随盐度变化情况。

表3-15　海水沸点升高值随盐度的变化

盐　度	5	10	15	20	25	30	35	40
沸点升高（°C）	0.05	0.16	0.23	0.31	0.39	0.47	0.56	0.64

海水的蒸汽压与温度、盐度有关，随温度的增高而增大，随盐度的增高而减小。在大多数情况下，温度对蒸汽压的影响较大，盐度的影响较小，可以忽略不计。表3-16给出了盐度为35的海水蒸汽压随温度变化的情况。

海水的渗透压与上述的物理特性有关。它与冰点降低的关系为：

$$P = -12.4\Delta t \tag{3-48}$$

在0°C时，海水渗透压随盐度变化如表3-17所示。在其他温度下，则应乘以温度改

正系数$(1+0.00367t)$。

表3-16 海水蒸汽压与温度的关系

温度(°C)	蒸汽压(帕)
-2	51.9
-1	55.7
0	59.9
5	85.6
10	120.5
15	167.4
20	229.6
25	313.2
30	416

渗透压的大小对海洋生物极为重要。海洋生物的皮肤通常都具有半透膜的性质，使其身体与环境之间保持渗透平衡。如果盐度变高，水将渗出体外；过低，则水将渗入体内。这就是为什么许多鱼类具有适盐性的原因。

五、表面张力

海水的表面张力随温度的升高而降低，随盐度增高而加大，其关系可用下述经验公式表示：

$$T=75.64-0.144t+0.0399\mathrm{Cl} \qquad (3\text{-}49)$$

式中：T为表面张力，单位为牛(顿)每米。

t为温度(°C)。

Cl为氯度。

表3-17 海水渗透压随盐度变化之值(°C)

盐度	5	10	15	20	25	30	35	40
渗透压(帕)	328293	652533	981839.25	1315198.5	1653623	1993062.75	1141634	2694231.75

当海水中有杂质存在时，表面张力减小，因此，在多数情况下，海水中的表面张力，应较上式所指的为小。

六、导电性

海水含有盐分，具有良好的导电性。海水的导电性可以用海水电导率表示。海水电导率是指：1立方米的海水的电导。其值以电阻的倒数表示，导体的电阻越小，电导越大。实用单位为姆欧。它是表示海水导电性的一个物理量，是海水的一个重要的物理化学性质。它与海水的电阻率相乘等于1。海水电阻率是每1米海水的电阻欧姆值。因此，海水电导率是每米海水的电阻欧姆值的倒数(欧姆·米)$^{-1}$。海水电导率愈大，导电性愈强。

海水电导率与温度和盐度有关，温度和盐度愈高，海水电导率愈大。因为海水盐度和电导率之间存在这种相关性，所以可以直接通过电导率来测定海水盐度(电导盐度计)。

海洋里有一种天然电流，它的起源来自地磁场的变动，特别是来自磁暴，也就是来自太阳黑子的大变动。海水是良导体，由于海流等各种大规模的海水运动，在地磁场里必然产生感应电流，这种电流又会反过去影响地磁场的变动。

第六节 海水结冰

一、海水结冰过程

蒸馏水的冰点是0°C，其密度最大时的温度是4°C。河水和湖水的冰点以及最大密度时的温度与蒸馏水差不多。海水的情况与淡水不同，海水的冰点和它最大密度时的温度并不固定，取决于海水中所含盐分的多少。从表3-18可以看出，海水的冰点以及最大密度时的温度，随盐度改变而变化。

表3-18 海水最大密度值的温度及结冰温度与盐度的关系

盐度	最大密度值的温度 t_1(°C)	结冰温度 t_0(°C)	盐度	最大密度值的温度 t_1(°C)	结冰温度 t_0(°C)
0	3.95	0.00	20	-0.31	-1.07
5	2.93	-0.27	25	-1.40	-1.35
10	1.86	-0.53	30	-2.47	-1.68
15	0.77	-0.80	35	-3.52	-1.91

由上表数据可得图3-3。图表明，随着盐度的增高，海水的冰点和最大密度时的温度都要下降，可是它们下降的程度并不一样，当盐度为24.695（近似地等于24.7）时，它们都是-1.33°C。

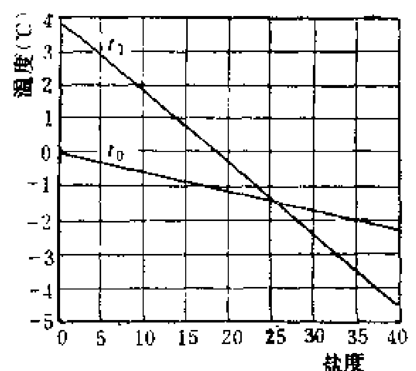


图3-3 最大密度值的温度t_1结冰温度t_0与盐度的关系

淡水表面受冷，密度加大，水温降到4°C时，表面水因密度最大，便向下沉，而下层水被迫上升，这样发生了上、下对流作用。这种对流作用一直进行到上、下层水温都达到4°C为止。

此后，温度继续下降，表面的冷水便不再下沉了，到冰点就开始结冰。

海水结冰分两种情况：

（1）盐度小于24.7的海水，因为它的最大密度值的温度在冰点以上，在上、下层海水都冷却到最大密度时的温度以后，只要表面海水再冷却到冰点就可以结冰了。结冰情况与淡水基本上相同，所差的是冰点比淡水低，当然结冰就稍难一些。

（2）盐度大于24.7的海水，结冰情况与淡水不相同，因为它的最大密度值的温度在冰点以下，海水愈冷愈重，表面海水虽冷却到冰点，这时表面海水密度变大，还要下沉，所以是不能结冰的，只有上，下层海水都冷却到冰点以后，再继续冷却，海面才能结冰。另一个原因是因为海洋的深度一般都很大，所以海水不容易结冰。

当水温降至冰点以下，海水达到某种程度的过冷以后，在有结晶核存在的情况下，海水开始结冰。最容易形成结晶核的，是海水中的有机物和无机物组成的悬浮微粒和降落在海面的雪花晶体。因此，在海水中形成冰所需要的结晶核在自然条件下总是存在的。

当海冰形成后，大量盐分从冰中析出，因此，冰层以下的海水盐度要增大，加强了海水的对流。这对水文状况有很大影响。

二、海冰的性质

(一)盐度

海冰与淡水冰比较，其主要特点是包含有一定份量的盐度。海冰的盐度一般在0.5—15之间，大多数在3—7之间。海冰内的盐度并不是均匀分布的，而是以盐泡的形式存在于冰组织的小空隙气泡中。盐泡中的浓度和份量由海水的盐度、冰的形成速度、空气的温度以及冰的“年龄”等因素决定。

海水盐度愈高，则海冰盐度也增大。如西伯利亚沿岸测定冰的最大盐度为11.59，而在南极大陆附近测得的海冰盐度高达22—23。

海冰形成时，空气温度愈低，结冰速度就愈快，冰层的厚度发展也愈快，于是盐分来不及析出被关在盐泡内的卤汁就多，盐度也就相应变大(表3-19)。

在表层，由于海水直接与冷空气接触，结冰速度较快，盐汁不易流出，海冰的盐度就大。在下层，冰的增长是缓慢进行的，盐汁很容易流出，因此，深度较大的地方，冰的含盐量较低。表3-20是冰层内盐度分布情况，一般地说，盐度在海冰中的分布由上层向下层递减。

冰的盐度与其年龄也有密切关系。海冰由于盐汁的渗出，经过一段时间会逐渐变淡，尤其是融解时，盐汁流出更多。冬季结成的冰，经过夏季以后，上层已很淡了，因此露出水面的那些老冰，可以作为船上补给淡水之用。

表3-19 空气温度与海冰盐度的关系

空气温度(℃)	−16	−28	−30	−40
海冰的盐度	5.64	8.01	8.77	10.16

表3-20 冰层内盐度分布

深度(厘米)	0	6	13	26	45	82	95
盐度	6.74	5.28	5.31	3.84	4.37	3.48	3.17

(二)密度

所有的海冰都浮在海面上，可见海冰的密度比海水要小。新冰的密度一般在0.915—0.914，到夏末，甚至可小到0.86左右。它的量值决定于海冰的盐度、温度和冰内气泡。盐度增加，温度降低，则海冰的密度加大；气泡越多，密度越小(表3-21)。

表3-21 气泡含量(容积的百分比)、海水的盐度和海冰密度的关系

气泡含量(%) \ 盐度	0	5	10	15	20	25
0	0.918	0.922	0.925	0.930	0.934	0.928
5	0.872	0.876	0.880	0.884	0.888	0.892
9	0.835	0.839	0.843	0.847	0.851	0.855

如果知道海冰的密度和海水的密度，根据阿基米得原理，大致可以估计出海冰露出海面部分与沉没在水中部分体积的高度。对于几何形状比较规则的海冰，水上部分约为其总高度的六分之一，如露出水面高度为30厘米，则水下沉没的深度约为150厘米。

(三)海冰的热性质

纯冰的比热为0.5卡/克·度，当然，其随着温度的不同，也有一些小的变化；但海冰的比热，则随温度、盐度的不同而不同，且变化的幅度比纯冰变化的幅度大得多(表3-22)，从表中可知：海冰的比热是随温度、盐度的加大而加大。如盐度为8的海冰，温度为-22 °C时，比热为0.58卡/克·度，而当其温度升高到 -2°C时，比热增加到8.76卡/克·度。其差别是因为热量的分配，一方面用来升高冰的温度，另一方面还要供给固体的盐分或接近盐窖的冰的融化之用。

表3-22 不同温度和盐度下海冰的比热

盐度	温度(°C) -2°	-4°	-6°	-8°	-10°	-12°	-14°	-16°	-18°	-20°	-22°
0	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.46
2	2.47	1.00	0.73	0.63	0.57	0.55	0.54	0.53	0.53	0.52	0.52
4	4.63	1.50	0.96	0.76	0.64	0.59	0.57	0.57	0.56	0.55	0.54
6	6.70	1.99	1.20	0.88	0.71	0.64	0.61	0.60	0.58	0.57	0.56
8	8.76	2.49	1.43	1.01	0.78	0.68	0.64	0.64	0.61	0.60	0.58
10	10.83	2.99	1.66	1.14	0.85	0.73	0.68	0.67	0.64	0.62	0.60
15	16.01	4.24	2.24	1.46	1.02	0.85	0.77	0.67	0.71	0.68	0.65

海冰的融解热与温度、盐度也有关系。表3-23中列出了在各种温度和盐度下融解1克海冰所需要的热量。从表中可知：纯冰 -1 °C时，融解热为80卡/克，而盐度为15的海冰，融解热仅为17卡/克。由此可知，海冰的融解较纯冰容易。

三、海冰的类型

海洋中的冰大致可分为漂浮冰和固定冰两种。

漂浮冰又可分为两类，一类是由海水冻结而成的海冰，另一类是大陆上的冰河破裂后流入海中的。海冰的体积不大、大洋中的陆冰常常大得象山，所以称为“冰山”(最大

表3-23　不同温度和盐度时的海冰融解热

t(°C) \ S	0	4	8	10	15
−1	80	64	47	38	17
−2	81	72	64	59	47
−5	83	78	74	72	67
−10	85	85	80	79	76
−20	90	89	87	86	84

的称为冰岛)。这种冰山的十分之九沉在水中，形成冰礁，对航行的威胁很大。

固定冰的主要形式是冰陆，它与海岸岛屿或浅滩冻结在一起。初期在岸边结冰，当温度降低时，厚度和宽度不断增加，形成冰陆。冰陆在冬末成长最大，如白令海北部有28—74千米宽，1.5米厚。另一种固定冰是散布在沙洲上的冰山。

四、黄、渤海沿岸的冰情

在我国，渤海及黄海北部的沿岸海区，冬季由于冷空气不断侵袭，表层水温常降至0°C以下，因此出现不同程度的结冰现象。同时，由于低温江河淡水及河冰流注入海，加重了河口附近海区的冰情。

黄、渤海沿岸冰情指的是辽宁、河北、天津和山东北部沿岸的冬季结冰情况。根据

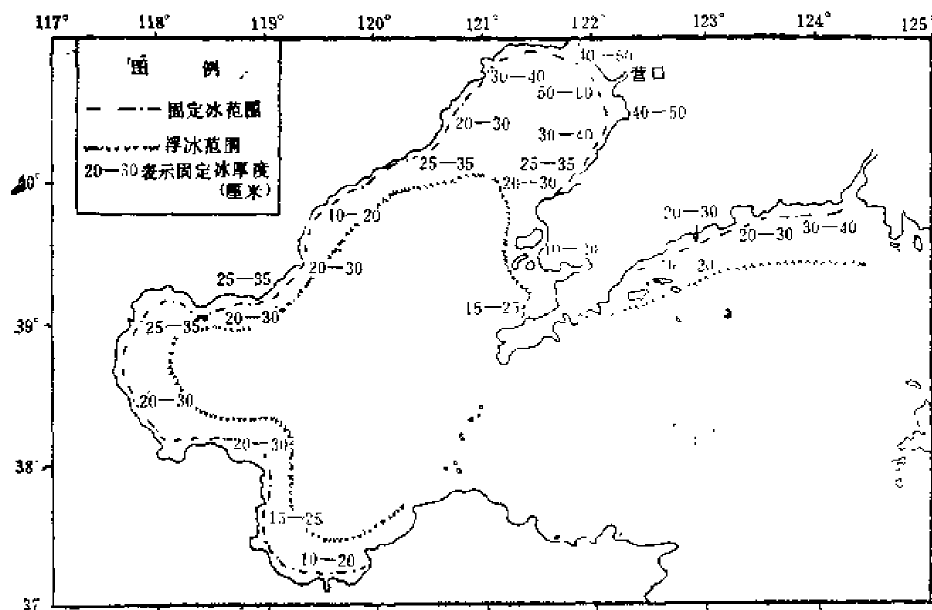


图3-4　渤海及黄海北部一般年份的冰情分布示意图

冰情严重期的冰区范围和冰的厚度，可以分为冰情一般、冰情严重和冰情轻三种基本类型。下面仅介绍一般冰情和严重冰情。

(一)一般冰情

渤海和黄海北部，在一般正常的年份，自11月中、下旬至12月上、中旬，本海区由北往南逐渐开始结冰，而翌年2月下旬或3月上、中旬由南往北海冰逐渐消失，冰期为

3—4个月。其中1月至2月上、中旬，冰情比较严重，称严重期。以下讨论的冰厚和冰的范围，均指严重期而言(图3-4)。

辽东湾沿岸在11月中旬至12月中旬初冰，翌年3月中、下旬为融冰期。一般冰期平均为105—129天，最短85天，最长119天；而长兴岛例外，冰期平均为79天，最短40天，最长112天。

辽东湾的海冰可分三个部分：北部即自葫芦岛经辽河口至仙人岛一带冰情最重，冰期长，冰量多，冰厚15—100厘米；中部即菊花岛至复州角一带次之，以浮冰为多，冰厚5—25厘米；南部冰情最轻，冰厚10厘米以下。该海湾的东西两岸冰情也是不同的。由于辽东湾冬季盛行偏北风，湾的东岸有一支自北向南的沿岸流，加上潮流流速较大，使湾内流冰向东岸聚集，所以，东岸的冰情比西岸要严重些。

渤海湾沿岸的初冰期在12月上、中旬，融冰期在来年的3月上旬左右，冰期约3个多月。冰区范围约距岸9—27千米。冰厚约10—30厘米。其中海河口附近，由于盐度较低，又有河水流入，造成较为严重的冰情，并有大量流冰。流冰速度一般约为0.3米/秒，最大可达1.0米/秒左右。

莱州湾沿岸，一般在12月上、中旬初冰，融冰期在翌年的3月上旬，冰期约3个月左右。冰区范围约距岸6—28千米。冰厚一般在10—30厘米左右。莱州湾海冰的东界一般至龙口附近，龙口以东的蓬莱、烟台以及渤海海峡地区，一般年份无冰。

黄海北部的冰情，一般较渤海沿岸要轻些。初冰在12月上旬，融冰期在翌年3月中旬，冰期为3个月左右。鸭绿江口附近的冰情最为严重，冰区范围约距岸46千米，其中内侧28千米范围内的冰厚为8—35厘米，外侧18.5千米范围内的冰厚为5厘米左右。从鸭绿江口向东、西两侧，冰情逐渐减轻。鸭绿江口向西至大连湾附近，冰区范围一般在18.5千米以内，冰厚10—30厘米。

渤海及黄海北部海冰边缘线分布的总趋势，大致是与海岸线平行，而渤海的冰区范围较黄海北部地区要大。固定冰分布在近岸一带，固定冰以外有大量的浮冰。浮冰随风、浪、流而漂移形成“流冰”。

（二）严重冰情

我国北方沿海特别严重的冰封，据记载有三次，即1936年1、2月的渤海大冰封；1947年春辽东湾的严重冰封和1969年春渤海的特大冰封。其中第三次是六十多年中最严重的一次，冰封范围之广，持续时间之长，危害之大是罕见的。

这次特大冰封的严重期是2月27日至3月15日。初冰比常年晚20天左右，融冰比常年推迟40多天，持续时间长。冰界大，除渤海海峡的老铁山水道和猴矶水道外，整个渤海海面几乎全被海冰所覆盖(图3-5)。冰较厚。冰的堆积现象严重。冰质坚硬，破坏力大。就厚冰堆积区而言，其主要分布在渤海西部沿岸，是渤海冰情最严重的地区。该区海面多被两层以上的冰覆盖，冰层间含有灰黄色和灰褐色的淤泥。冰厚一般为50—70厘米，最大达100厘米。在大清河口及南堡等浅滩地区，固定冰宽达15—20千米，约为一般年份固定冰宽的4—7倍。厚冰堆积区，冰面上的堆积现象严重。一般堆积高度为1—2米，最大4米以上，以致于在大沽口外形成“冰丘”(堆积高度为3—5米，似楼台或堤坝)或“冰山”(在海面上漂浮或在海边、沙滩上超过5米高的冰丘)。海上建筑物遭到破坏，航行极为困难。

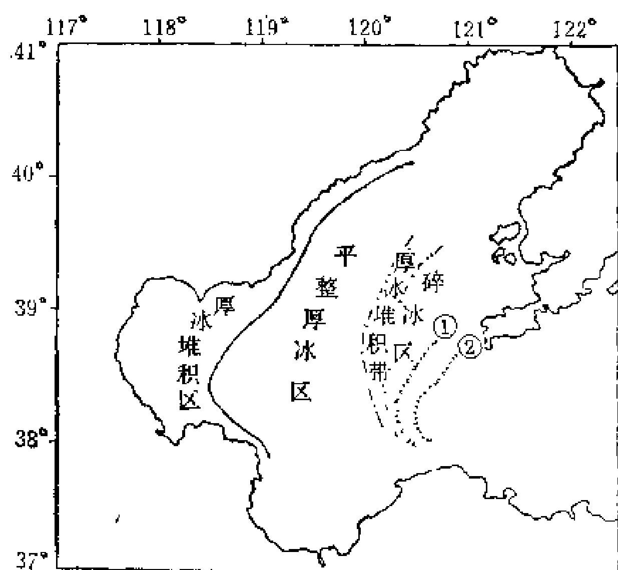


图3-5　1969年2—3月期间渤海冰情示意图
①为2月20—22日流冰范围
②为3月13—15日流冰范围

这次特大冰封的原因大致如下：

（1）强冷空气活动频繁，海面长时间的低温，是形成特大冰封的主要原因。

据统计，从12月至3月中旬，共有23次冷空气侵入，平均4—5天一次，天气回暖不明显，同时，冷空气的路径以中路和东路最多，这样，中、东两路带来的降温和大风远远超过西路，以致使本海区长时间的低温和偏东—东北大风，造成严重的冰情。

（2）降雪普遍偏大：当海冰形成后，遇到大量降雪，使得冰层增厚，冰情加重。根据资料可知：除秦皇岛外，1—3月的降雪（三个月合计）是普遍偏多的，尤其是2月中旬至3月上旬，渤海地区普遍有3次较大的降雪过程，其中3月7—8日，渤海海面普观测到冰层上盖有一层10厘米左右的"雪泥"，从而加重了冰情。

（3）强劲的东—东北风占优势是造成渤海湾沿岸冰面堆积的主要原因。以塘沽为例，冰期里五级风风向以偏东风占绝对优势，达288小时之多，偏西风仅有31小时。而呈"C"字形渤海湾，偏东风将渤海中部和东部的大量浮冰往西部集中堆积，从而形成大的"冰丘"或小的"冰山"。

总之，我国海冰的形成，主要由于冷空气侵袭，气温急剧下降，海水温度降到冰点后，继续冷却，便出现海冰。当然，冷空气的强度、次数及路径也是与海冰形成密切相关的。我国海冰的形成、发展与消失过程，主要取决于热力和动力因素。在海冰的形成阶段与消失阶段，热力因素起主要作用；当海冰出现以后，动力因素对海冰的堆积起着决定性的作用。因而，我国北部沿岸特别是海湾、河口及浅滩地带的堆积冰是一个普遍现象。海冰与气候的关系极为密切，而气候异常的一个重要原因是大气环流的异常。每当大气环流，天气及气候发生异常时，则出现异常的冰情。每年的冰情，取决于该年的水文气象条件。冰情严重的地方，往往是在河口及浅滩地区。严重冰期出现在1—2月上旬。从"冰龄"来看，都是当年度冰，但在冰期期间，却有"二次结冰"、"多次结冰"和"反冻现象"。

第七节　声在海水中的传播

一、声波在海水中的传播速度

声波、光波和电磁波都能在海水中传播，但是，由于光波和电磁波在水中能量的损耗很快，传播的距离很短，可是声波在海水中传播却较远。

声波在空气中的传播速度约为340米/秒（声波在空气中传播速度 = 331 + 0.6t，t

为气温）；在海水中的传播速度约为1500米/秒；在固体中（例如钢）的传播速度约为6100米/秒。一般说来，声波在液体中的传播速度要比气体中大，而在固体中的传播速度又比液体中大。即使同一介质，其传播速度也往往差异很大，它与好多因素有关。声波在海水中传播速度取决于温度、盐度和压力，由牛顿-拉普拉斯公式所确定：

$$c=\sqrt{\frac{r\cdot P}{\rho_{s,t,p}}} \tag{3-50}$$

式中：r——定压比热 C_p 与定容比热 C_v 之比，即 $r=\frac{C_p}{C_v}$；

P——海水的压力；

$\rho_{s,t,p}$——海水的密度。

根据波义耳-马略特定律和真压缩系数的定义，不难得出：$P=\frac{1}{K}$

得

$$c=\sqrt{\frac{r}{\rho_{s,t,p}K}} \tag{3-51}$$

当海水盐度 $S=34.85$、温度 $t=30^\circ C$、$P=0$（海表面）时，可从《条件密度 σ_t 查算表》查出 $\sigma_t=21.64$，从而得 $\rho_{s,t,p}=1.02164$，平均压缩系数 $K=4197\times10^{-8}$，$r=1.4$，将 $\rho_{s,t,p}$、K、r 值代入式(3-51)，得 $c=1543$ 米/秒。声音在海水中传播速度是空气中的4.5倍左右。根据实际观测的结果，证实了理论上计算的正确性。

为了求得声波在海水中的传播速度，科学家做了大量的实验，得出了不少声波在海水中传播速度的经验公式，如：

$$c=1450+4.20t-0.037t^2+1.14(S-35)+0.018P \tag{3-52}$$

式中：c 为声波在海水中的传播速度（米/秒）；t 为海水温度（°C）；S 为盐度；P 为海水静压力（以101325帕为单位）。

海洋调查时，声速的计算采用威尔森经验公式：

$$c=c_0+c_p+c_\phi+c_s+c_t+c_{s,t,p} \tag{3-53}$$

式中：$c_0=1449.1$ 米/秒，表示压力为一个大气压（101325帕），海水温度为0°C、盐度为35的海水声速值；

c_p 表示纬度-深度变化时产生的声速改正值；

$c_s=1.39799(S-35)+1.69202\times10^{-3}(S-35)^2$，表示盐度变化时产生的声速改正值；

$c_t=4.5721t-4.4532\times10^{-2}t^2-2.6045\times10^{-4}t^3+7.9851\times10^{-6}t^4$，表示温度变化时产生的声速改正值；

$$\begin{aligned}c_{s,t,p}=&(S-35)(-1.1244\times10^{-2}t+7.7711\times10^{-7}t^2)+7.7016\times10^{-5}P-1.2943\\&\times10^{-7}P^2+3.1580\times10^{-8}Pt+1.5790\times10^{-9}Pt^2+P(-1.8607\times10^{-4}t\\&+7.4812\times10^{-6}t^2+4.5283\times10^{-8}t^3)+P^2(-2.5294\times10^{-7}t+1.8563\\&\times10^{-9}t^2)+P^3(-1.9646\times10^{-10}t)\end{aligned}$$

表示盐度、温度和压力同时变化时产生的声速改正值。

* 查《海洋水文常用表》表29中，压力单位为千克/厘米²。

c、t、P、S分别表示声速(米/秒)，温度(°C)，压力*和盐度。

声速按式(3-53)列表(表3-24)计算。计算步骤如下：

(1) 根据深度值，查《海洋水文常用表》表30(或根据压力查表29)，得$1449.1+c_p'$(或$1449.1+c_p$)；

(2) 根据纬度和深度值，查《海洋水文常用表》表31得c_ϕ；

(3) 根据盐度值，查《海洋水文常用表》表32得c_s；

(4) 根据温度值，查《海洋水文常用表》表33得c_t；

(5) 根据盐度、温度和深度(或压力)值，查《海洋水文常用表》表34得$c_{s,t,p}$；

(6) 按式(3-53)计算声速c(取一位小数)。

表3-24 声波在海水中的传播速度计算表 第____表

海区____调查船____站号____站位：纬度____经度____观测时间____年____月____日____时

深度(米)	温度(°C)	盐度	$1449.1+c_p'$(米/秒)	c_ϕ(米/秒)	c_s(米/秒)	c_t(米/秒)	$c_{s,t,p}$(米/秒)	c(米/秒)	备注
0	26.42	34.43	1449.3	0	−0.8	88.8	0.1	1537.4	
5	26.44	34.52	1449.4	0	−0.7	88.8	0.1	1537.6	
10	26.43	34.64	1449.5	0	−0.6	88.8	0.1	1537.8	
15	26.43	34.36	1449.6	0	−0.9	88.8	0.1	1537.6	
20	26.23	34.34	1449.6	0	−0.9	88.4	0.1	1537.2	
25	24.99	34.16	1449.7	0	−1.2	85.5	0.3	1534.3	
30	24.92	34.16	1449.8	0	−1.2	85.3	0.3	1534.2	
35	24.85	34.18	1449.9	0	−1.1	85.2	0.3	1534.3	
50	24.58	34.31	1450.1	0	−1.0	84.5	0.3	1533.9	
75	22.88	34.38	1450.5	0	−0.9	80.4	0.3	1530.3	
100	21.52	34.51	1451.0	0	−0.7	76.9	0.1	1527.3	
150	19.09	34.67	1451.8	0	−0.5	70.1	0.1	1521.5	
200	17.58	34.72	1452.6	0	−0.4	66.0	0.1	1518.3	

计算者____ 核对者____ 复核者

二、声在海水中的传播特性

(一) 声线

声线是声源发出的代表传递能量路径的曲线，它可以是直线、折线或曲线。在海水中，声线的切线就代表声波的传播方向。

由声源发出的若干束声线组成的图象，叫声线图。它代表某种声速梯度下的声能传播情况。在发射角间隔相等的画面上，声线稀的地方表示那里声能少，声线密的地方表示声能多。

(二) 折射

我们先来看一看常见的现象：把一根筷子的一部分插入水中，看上去筷子在水中的部分好象折弯了一样，这种现象就是我们通常所说的光波折射现象。它是由于光波在不同介质(空气和水)中，其传播速度不同引起的。

在海水介质中，由于各层的温度、盐度和深度不同，因而声波在其中传播的速度也不相同，所以，如同光波现象一样，声波在海水中传播也会产生折射现象。与光线一样，遵照反射定律和折射定律，当声线通过不同的两种介质的分界面时，进入第二种介质的声线，其方向将会发生变化，就是说声波发生了折射，折射的程度与声速差有关。由于常把海水看成是分层介质，因此，当声线通过分层介质传播时就不断地发生折射，声线的方向就不断地偏折而成曲线。

图3-6画出了在声速不同的两层海水中，声波发生折射的现象，即声线发生了弯曲。c_1为上层海水声速，c_2为下层海水声速，且c_1大于c_2。这时声线由声速大的地方向声速小的地方弯曲。

在实际情况中，声速随深度的变化总是连续变化的。所以，声线也是连续地向声速小的地方弯曲的。这就严重地影响了声纳的作用距离。例如图3-7中，本来可以发现A点的目标，由于声线折射，就不能发现。

（三）反射

当声波由一种介质入射到声学特性不同的另一种介质时，在两种介质的分界处将发生反射，从而使入射波的一部分能量返回到第一种介质。例如，海水中声波在碰到海面、海底时都会产生反射。

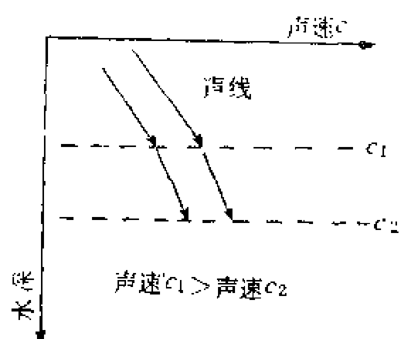


图3-6 声线折射

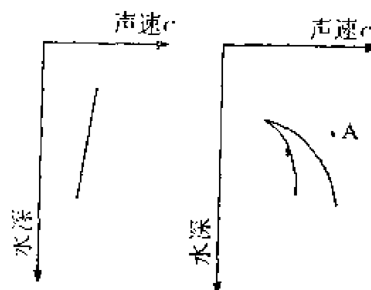


图3-7 声线弯曲

声波由海水射向海面时，在海水与空气的分界面上所产生的反射，称为海面反射。海面反射与海面的不平整程度，声波频率和入射方向有关。海面平静时，射向海面的声能几乎全部反射。

声波由海水射向海底时，在海水与海底的界面上所产生的反射，称为海底反射。海底反射与海底底质、声波频率等有关。

浅海地区海面和海底对声波不断反射，使声波的传播受到较大的干扰。河口海区盐度、温度变化较大。外洋水和沿岸水的相互作用以及水中气泡含量和浮游生物量的增加等，将使浅海中声线传播比大洋更为复杂。

声波在海水中传播不断地减弱，其减弱的规律由图3-8线段AB表示，当它遇到海底时，一方面被吸收，同时也发生反射。这时声强随距离而衰减。各种不同的底质其反射损失也不相同。泥底平均反射系数约为30％（即被吸收70％）；沙底平均反射系数约为40％，而岩底为60％。可见坚硬的底质反射损失较泥质为少。

生长着海藻的海底其反射损失比没有生长海藻的海底为大。又如外海水中无机悬浮物质、气泡、浮游生物以及鱼群等等，不仅对声能有吸收作用，而且将发生反射和散射

现象，导致水中声波传播过程更加复杂，从而使得声波传播的有效距离也大大地缩短了。

（四）混响与散射

声波在介质中传播遇到障碍物时，射到障碍物上的一部分声能不再按照原来的传播方向传播，而是向其它方向发散出去，即产生再辐射，这种再辐射称为散射。

由于海水介质的不均匀性，当声波在海水介质中传播时，必然会被各种不均匀体，如悬浮粒子、生物、气泡、海面海底不平整性，海水介质温度不均匀等所散射。这些不均匀体就是散射体。

混响就是散射体对声信号散射的总和。也可以认为，是周围空间不均匀体产生的回声的多次迭加。如果向海水发射声脉冲信号，则在声源附近的接收器可以接收到诸散射体对声信号产生散射的总和，其声强度平均值随时间按一定规律衰减，这就是混响强度。混响强度与时间的典型曲线见图3-9。

但是实际上，由于接收到的混响信号是各散射体散射信号的总和，所以一般混响曲线是一条起伏衰减的曲线。

由于混响是诸散射体对声波产生散射的总和，因而根据不同类型的散射，可以分为三种不同类型的混响：

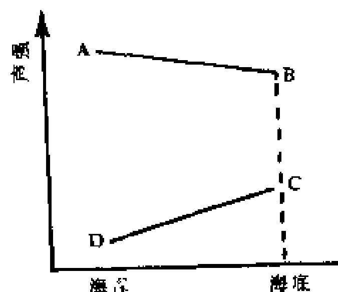


图3-8 声波由于海底的吸收和反射使声强减弱的示意图

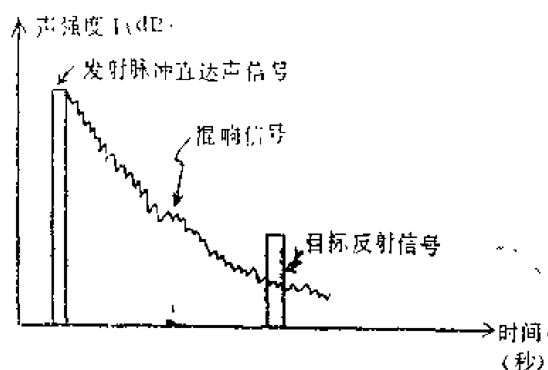


图3-9 混响强度与时间的典型曲线

(1) **体积混响**——海水深层内各种非均匀体对声波散射的结果。

(2) **海面混响**——起伏着的海面，海面气泡层，海表层生物对声波散射的结果。

(3) **海底混响**——海底不平整性及不同类型地质对声波散射的结果。

声脉冲在自己的传播过程中，首先碰到的是具有波浪起伏的不均匀海面，海水表面之下是一层含有大量气泡的海面强散射层，它的厚度约在1—3米。在海面层内也有着温度与流速的微观起伏，这时所产生的混响即为海面混响；在海面层以下的深水层内，声波碰到的便是一些浮游生物，海水温度，流速的起伏，这时所产生的混响即为体积混响；声波继续向前传播以后，就会碰到强散射的海底，这时所产生的混响即为海底混响。

在通常情况下，这三种混响是同时存在的，不能截然分开。在一定条件下，某一种混响将起主要作用。

图3-11中，2、3、4分别表示海底，海面和体积混响的衰减规律。虚线1是实际情况下所得到的曲线，它包含了上述三种混响。由图看出，体积混响衰减得最慢，其次是海面混响，衰减最快的是海底混响。这样被测目标的反射信号（图3-11中的5），在近距离时为海底混响所遮盖，在远距离的目标反射信号（图3-11中的6）为体积混响或海面混响

所遮盖，目标与发射-接收系统的距离不同，则受到混响干扰的类型也不同，为了提高目标反射信号与混响信号的比值，应当掌握在各种水文条件与声学条件下的混响规律。

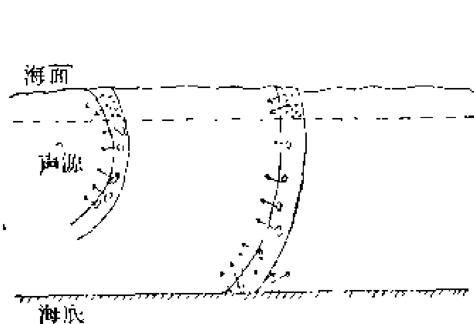


图3-10 产生混响的示意图

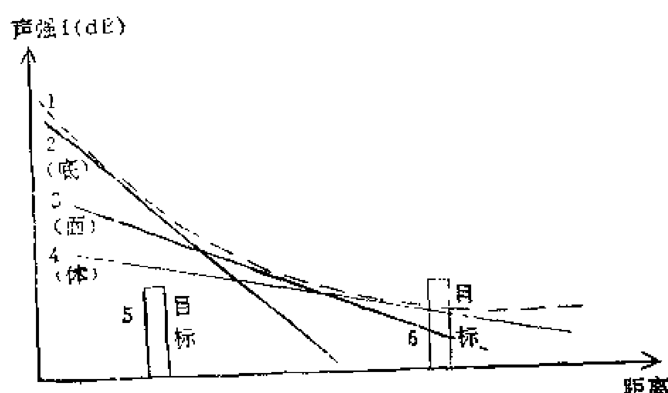


图3-11 海底、海面和体积混响的衰减规律

（五）声道

当声波在海洋中传播时，若有一部分声能限制在海中某一水层内而不逸出该水层，则此海水层称为声道。所谓"声道"是指海洋中这样的水层，在该水层声波的传播比其上层和下层的传播速度都小。这样一来，从这一水层发射出的声线将向上和向下弯曲，而保留在该水层上下两个声速相等的深度之间传播，声强甚大，且能传到很远的距离。

声道的形成是由于海水中的声速分布在某一深度上有一极小值。大洋中发现在数百米以至一千多米的深处，可能发现声速最小的水层。在该深层上水温很快随深度而减低，声线仍向下弯曲；但在其下方温度梯度很小，然后由于压力增大而使得声速加大，声线乃向上弯曲，于是构成了深水声道。声速为最小的深度就叫声道轴（声速分布在极小值深度处的水平线）。

图3-12在40—50米深处为声道的上限，而大约在2500米附近为声道的下限，声道厚度为2450米左右；最小声速位于500—600米深处，这就是声道轴。与声道上下限相切的声线称为极限声线。极限声线和水平线间的交角叫临界角θ_0，图中的θ_0为11°左右，为作图方便起见，将其画大了一些。大于临界角的声线将遇到海底或海面的反射使得声能强烈地损耗而衰减，但发射器以小于临界角的角度发射声波，则能传播至一千千米以上的距离。

海洋中声道的存在与海洋中分层现象，水团以及不同流系的存在均有密切的关系。

人们利用了这种声道现象，建立海洋中的水声系统，借助于这种系统可以进行通迅和接受遇险的船舰求救的信号以及记录海底地震，火山爆发的时间和地点，用来预报海啸传到近岸时刻……等等。

在深度很浅的等温层处，偶而也存在着类似于声道传播的条件。图3-13为浅水声道的声线图。左图为温度的垂直分布，可见声道轴大致在一百米深处。

浅海地区海面和海底对声波不断地反射，因而可能造成干涉和散射，其干涉作用远较深海为大。位于大河入口海区径流量大的季节，垂直与水平方向的盐度、温度梯度可能增大，外海水与沿岸水的相互作用以及气泡含量和浮游生物量的增加……等等，这些都是导致浅海中声线的传播比大洋复杂的原因

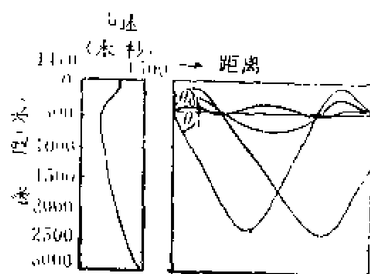


图3-12　太平洋某处深水声道中的声线图

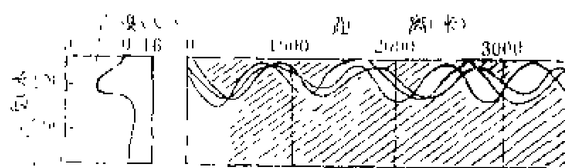


图3-13　浅水声道的声线图

（六）噪声

海洋是不平静的，存在着各种各样的噪声。由海浪、海流、潮流、风等所产生的海洋动力噪声；由各种海洋生物，如虾、鱼、哺乳动物等所产生的生物噪声；以及由海上船舶的机械和港口的技术装备等引起的技术噪声。

就水声学研究范畴来说，水下噪声分为两大类：一类是海洋环境噪声，它包括海洋动力噪声及各种生物噪声，这是每一海区固有的，是一定的海洋环境造成的，所以称为海洋环境噪声。另一类是舰艇噪声，它是由于舰艇在海洋中活动所产生的。它包括：螺旋桨声，船上主副机振动声以及其他船用设备、人在船上活动所发出的声音。这些统称为舰艇噪声。舰艇噪声与舰艇类型、大小、工作方式以及其他因素有关。

研究噪声的目的在于：

（1）在海洋中，发现舰艇，特别是潜艇，主要靠声音。海洋环境噪声对声纳设备来说是一种干扰信号。如果目标反射信号强度比噪声大，则声纳能探测到目标。反之，目标反射信号被噪声所掩盖，则不能探测到目标。因此，可以根据海洋环境噪声的大小及传播衰减估计出声纳作用距离。

（2）在选择试验场(如音响鱼雷试验场、水声设备试验场)的时候，要求选择海洋环境噪声小及远离航道、水深较大等海区作为试验场，这也需要海洋环境噪声的资料。

（3）在布设防潜预警系统的时候，往往要对海洋环境噪声作一调查，力求布设合理。此外，如果知道了某一海区海洋环境噪声，某时，突然增加了另外一种声音，这时可以根据这种声音的性质判断是否有什么舰艇通过警戒区。

（4）海洋环境噪声中的生物噪声对声纳设备是一种干扰，而且它与季节、海况有很大的关系，因此，研究各种生物噪声，对声纳设备采取抗干扰措施是很有益的。生物噪声的另一个作用是判断鱼类群集的深度和方位，便于捕捞和诱捕。此外，某些生物发出的声音传播距离非常远，因此有必要对一些生物(如海豚等)加以专门研究，找出它们通讯的方式，为设计新型水声设备提供有效的信号形式，从而提高作用距离。这已成为新型的学科——仿生学研究的主要课题之一。

（5）海洋环境噪声的资料对设计音响水雷、鱼雷等水中兵器也是必不可少的。

（6）舰艇噪声的研究对声纳的设计，无论是为了更好地发现敌舰或更好地使自己逃避对方的探测，都有极其重要的意义。目前已开始把大量舰艇噪声录下来并贮存起来，然后通过电子计算机与被发现的舰艇噪声进行“符合”，从而正确发现舰艇。

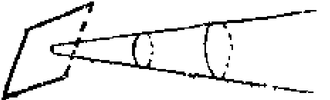
此外，舰艇噪声的研究对改进螺旋桨的设计，以减少螺旋桨噪声也具有实际意义。

根据声在海水中的传播特性，就能理解到，海水中声波强度减弱的原因。引起声波

强度减弱的主要因素，可以归纳为下列三方面：

（1）几何衰减：由于海水温度、盐度、压力等分布不均匀，因此，有声速梯度存在，再加海面、海底影响，引起声线弯曲；此外，一般声源总是以某一空间角度向海水发射声波(图3-14)，因此，声波强度随距离增加而要减弱。这种减弱称为"几何衰减"。这如同空气中传声筒喊话一样，声波要逐渐扩散开。离声源越远，声强度必然越弱。

（2）散射衰减：声波在海水中传播时，由于海水表面，海底不平整性，海水介质不均匀性而产生散射，使部分声能离开原来的前进方向，向其他方向发射出去，使声波传播方向上能量减少，声强度减弱。


图3-14 声源以某一空间角度向海水发射声波

（3）海水对声波的吸收：由于声波在海水介质中传播，要引起海水内部发生一些变化，例如：海水温度要发生变化；声波在传播过程中，相邻的海水介质要发生相对运动，有一部分声能要用来克服因海水介质相对运动而产生的摩擦力，消耗于海水中，因此，使声强减弱。

三、温度、盐度和压力对声速的影响

由式(3-51)可知，声速是温度、盐度和压力的函数。一般来说，海水盐度变化不大（河口海区例外），在海洋上层，压力对声速影响也较小，因此，声速主要取决于温度的分布和变化。温度升高，平均压缩系数和海水密度均减少，故声速加大；压力(深度)和盐度增大，虽然使海水的密度增大，但因压缩系数减小，其综合作用的结果仍然使声速增大。从表3-25、3-26中看出，声速随温度、盐度和压力的加大而增大。

表3-25 声波在不同温度、盐度的海水中传播速度(米/秒)

t \ S	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
0	1433.7	1435.0	1436.3	1437.6	1438.2	1440.2	1441.5	1442.8	1444.1	1445.4
5	1455.8	1457.1	1458.4	1459.6	1460.9	1462.0	1463.4	1464.7	1466.0	1467.2
10	1475.8	1477.0	1428.2	1479.4	1480.0	1481.9	1483.2	1484.3	1485.0	1486.7
15	1493.3	1494.5	1495.7	1496.8	1498.0	1499.0	1500.4	1501.5	1502.6	1503.8
20	1508.7	1509.8	1510.9	1512.0	1513.0	1514.3	1515.4	1516.5	1517.5	1518.7

表3-26 压力对声速的订正值

P \ t	4	10	15	20	25
100	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
200	3.6	3.6	3.6	3.6	3.6
300	5.5	5.4	5.4	5.4	5.4
400	7.3	7.2	7.2	7.2	7.3
500	9.1	9.0	9.0	9.0	9.1
1000	18.2	18.1	18.0	18.0	18.1

声线在海中传播时，如图3-15所示，当声速不随深度而变时，没有产生折射现象，声线便呈直线形式；当声速随深度减小或增大时，便产生折射现象，声线也将发生弯曲。

声速基本上取决于温度的分布和变化，因此，当温度随深度增加而增加时，声线呈向上弯曲的抛物线；当温度随深度增加而降低时，声线为向下弯曲的抛物线(图3-16)。若海区深度比较浅，向下弯曲的声线将碰到海底。由于海底对声能的吸收较大（如软泥能吸收声能的70—80%)使声强很快地减弱

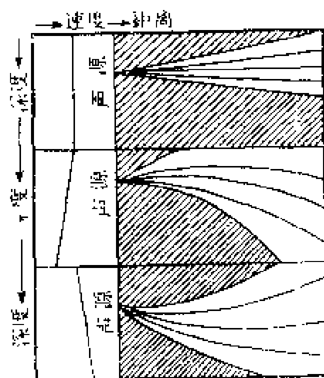


图3-15 声速分布与声线弯曲

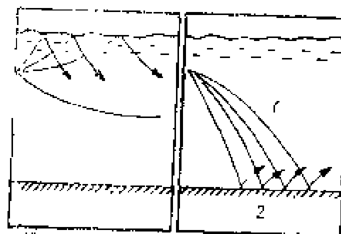


图3-6 温度分布与声线弯曲
1 —温度随深度而增加时
2 温度随深度而降低时

当出现温跃层时，声线将发生变化，声强也要减弱，这称为跃层效应。下面是常遇到的两种跃层效应。

第一种情况如图3-17所示，等温层内的声线在压力效应影响下，声线向上弯曲。在温度下降层内，声线向下弯曲。出现两个阴影区。

第二种情况是在上、下两个等温层中间，有较大的温跃层存在(图3-18)。在上部等温层内，声线近似地可看作直线状态。通过中间层后，声线向下弯曲，声线间距离变宽，声强显著地下降。

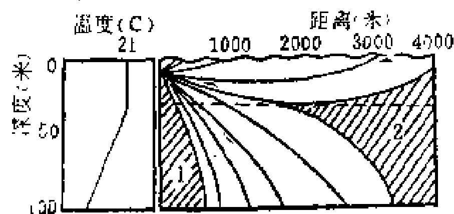


图3-17 等温层下有跃层时的声线图
1——内阴影区 2——外阴影区

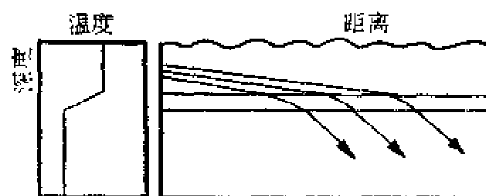


图3-18 声强经过温跃层减弱的情况

第八节 光在海水中的传播

一、光在海水中的传播特性

(一) 反射和折射

海水是半透明的介质，太阳光线射到海面以后，一部分被海面所反射，另一部分则经过折射进入水中。反射和折射现象均遵守反射定律和折射定律。

根据菲涅尔公式：

$$\frac{I_i}{I}=\frac{1}{2}\left[\frac{\sin^2(i-r)}{\sin^2(i+r)}+\frac{\mathrm{tg}^2(i-r)}{\mathrm{tg}^2(i+r)}\right] \tag{3-54}$$

计算的结果，光线能量的反射率和折射率如表3-27所示。表中 h 为太阳高度， i 是入射角， r 为折射角，I是太阳光射达到海面光能，I_r/I是光线的折射率，I_i/I是光线的反射率。折射率和反射率均以百分比表示

表 3-27　光的折射率、反射率与太阳高度的关系（计算值）

h	0	5	10	15	20	25	30	40	50	60	70	80	90
i	90	85	80	75	70	65	60	50	40	30	20	10	0
r	48.3	48.0	47.3	46.1	44.5	42.6	40.3	38.3	28.7	22.9	14.8	7.4	0
$\frac{I_i}{I}$(%)	100.0	58.5	35.0	19.5	13.5	8.8	6.0	3.5	2.5	2.2	2.1	2.1	0
$\frac{I_r}{I}$(%)	0	41.5	65.0	80.5	86.5	91.2	94.0	96.5	97.5	97.8	97.9	97.9	100

为了更清楚起见，可把上表的数据画成图3-19。从表和图中看出：当太阳高度增加时，即当太阳由东方渐渐上升时，反射光的能量迅速变小，而折射光的能量很快增大。例如：当$h=5°$时，有58.5%的光线被反射；但当$h=30°$时，反射的光线尚有6.0%，其余全部进入水中了。但是，这个能量分配的变化是很不均匀的。当太阳继续上升，h从30°升到80°，反射光线的能量，仅由6.0%减少到2.1%。上述的理论计算值与实际观测结果很接近。

（二）吸收和散射

光线射到海面以后经折射进入水中，但由于光能在水中不断地被吸收和散射，所以很快减弱。

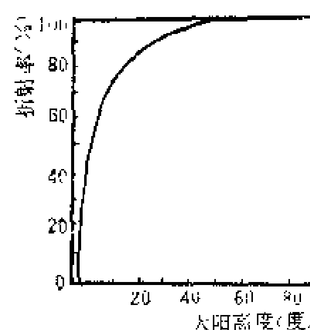


图3-19　光的折射率与太阳高度的关系

当光通过任何介质时都要或多或少为介质所吸收，也就是说，通过介质以后光的强度或多或少地总要减低一些。吸收通常都带有选择性，即不同波长的光被吸收的程度不同。海水对光也要发生吸收，海水对光的吸收，主要是将光的能量转变为水的热能。另外，光通过光合作用变为化学能。这些转换了的能量对水中生物的生成繁殖有密切的关系。

设射进海表面的光能强度为I，透到Z米深处的光能强度为I_β，经过dZ的距离被海水吸收了dI，则：

$$dI=-\beta I dZ$$

积分得：

$$I_\beta=Ie^{-\beta z} \tag{3-55}$$

上式的负号是表示光能随深度而减少；β 是吸收系数，它是由光波的波长以及海水中所含悬浮物质和浮游生物的情况来决定的。在实际计算中以β/m（即每米的吸收系数）来表示。

图3-20表示光通过一米水层的吸收系数和波长的关系。可以看出，在可见光中，

海水对蓝光和绿光的吸收最少，而对于红光的吸收最多。例如，在蒸馏水中，波长等于0.5×10^{-6}米的绿光，其吸收系数等于0.02，所以绿光在深一米处的光能强度为：

$$I_g = Ie^{-0.02} = 0.98I$$

即被吸收2%。波长为0.67×10^{-6}米的红光，按同样计算可以求得约有26%左右被吸收。所以，如果都以射达海面的光能强度作标准，红光比绿光的衰减要快13倍。

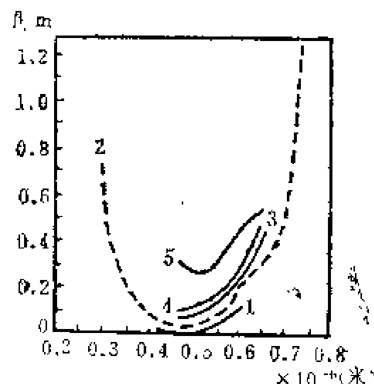


图3-20 不同海水光的吸收系数与波长的关系
1.人工过滤的海水 2.蒸馏水
3.太平洋离岸200千米的海水
4.太平洋离岸50千米的海水
5.太平洋近岸水

另外，海水愈清洁，吸收系数愈小。例如，被过滤过的海水对可见光的吸收接近蒸馏水；浅海或近海地区有大量的悬浮物质，所以吸收比蒸馏水以及过滤的海水都大得多。

在实际情况下，光线射入水中以后，不仅被海水吸收，而且同时发生散射现象（有一定方向的入射光线，通过不均匀的物质，如雾、透明流体中的悬浮微粒等时，就会向各个方向发射，因而从各个方向都可看到光线，这种现象称为光的散射。光在通过海水时，也要发生散射现象）。由于散射的结果，也能使光能减弱，和式(3-55)类似，可得透到Z米深处的光能强度为：

$$I_k = Ie^{-kZ} \quad (3\text{-}56)$$

式中：k为散射系数。

按雷莱定律，对于海水质点或海水中所含细小微粒（周长小于光波波长或直径小于0.32倍波长）来说，其散射系数与波长的四次方成反比。所以当太阳光通过干净的大洋水时，因波长较短的蓝色光比黄色和红色光散射强烈，散射光就呈蓝色。

若散射微粒的周长比光波的波长大，则雷莱定律不成立。对于这样的微粒，散射系数与波长的平方成反比。这时，蓝光的散射虽然仍比黄色、红色光来得强烈，但其散射光能却比上述情况为小。

光在海水中传播时，由于多次散射而复杂化，一水中物体被光照射时，物体除被光束内每一流体元的散射光照射外，还受到光束近旁每一流体元的多次散射光的照射（图3-21）。由于多次散射而使得水下光传播问题的处理十分复杂。

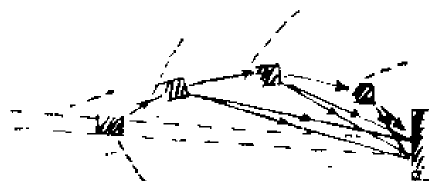


图3-21 水中物体为多级散射光照射的示意图

（三）光的衰减

若一平行单色光束，射入宏观均匀水中时，则发现当其到达距离Z处，光束的光能流（辐射功率）P_r为：

$$P_r = Pe^{-\gamma z} \quad (3\text{-}57)$$

P是光束原有的光能流。或者以透到Z米深处的光能强度I_r，写成：

$$I_r = Ie^{-\gamma z} \quad (3\text{-}58)$$

γ称为衰减系数，它的单位是（1/米）。光束随距离而衰减的关系，如图3-22。

光束被水衰减是由于光在水中传播时，所发生的散射和吸收而引起的。因而，衰减系数 r 是吸收系数 β 与散射系数 k 之和，即：

$$r=\beta+k \tag{3-59}$$

一切水（纯水、蒸馏水、海水）的衰减系数 r 都随波长而明显地变化（图3-23）。即是，不同波长的光在水中传播时，其衰减的程度是不相同的。例如：测量北大西洋各处海中照明的情况得到，100米深处只有少量的红色光线；500米深处只有黄色和蓝色的光线；1000米深处仅有极少的黄色和紫外光线；1700米深处就完全看不到光。由此可知，光在海水中传播是受到较大衰减的，且与光波波长有关。

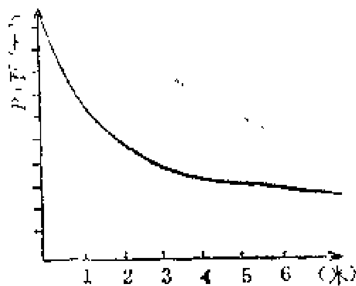


图3-22　光能流与传播距离的关系

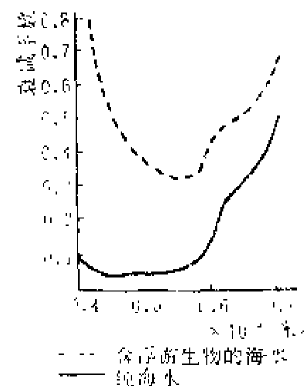


图3-23　海水对各种波长可见光的衰减系数

图3-23又可以看出，水有一"透明窗"（即能较深透入水中的光的波长范围）存在。由于海水中存在被溶解的黄色物质（它是由腐植酸及动植物分解的其它化合物组成的），使得透明窗偏向绿色，其峰值位于 0.48×10^{-6} 米附近，这种情形在近岸的海水中通常很显著。清澈海水只有较狭的蓝绿光谱段能较深地透入海中。

图3-23还指出，含浮游生物海水的衰减系数比纯海水大。纯海水中，波长为 $(0.4-0.5)\times10^{-6}$ 米的光波，衰减系数较小，所以透过率（I_r/I %）大。波长大于 0.58×10^{-6} 米的光波，衰减系数显著增大，即光能很快减弱。含有浮游生物的海水，绿光部分衰减系数最小。这表示绿光透过率大，所以，绿光处海水有"透明窗"。紫、红、橙部分衰减系数均较大，红、紫光最大。

表3-28列出某海湾内海水衰减系数 r 随波长的变化值。

由于海中悬浮泥沙、溶解的盐类、浮游生物等的存在且随地区而变化，特别是浮游生物的大小（从微米级到厘米级），使得光在海水中的衰减也因地区不同而不同，在同一地区也随深度而改变。表3-29，3-30列出了光的衰减随深度变化的情况（对 0.465×10^{-6} 米的光），和随地区的变化情况（对 0.440×10^{-6} 米的光）。

表3-31是不同厚度水层光能的分布。从表中可以看出：射达1厘米厚的水层，光线的能量只占表面能量的73%，到达10米深处仅占18%，到达100米处只有1%左右；长波部分消失较快，短波部分消失较慢，到100米深处只剩下光波波长为 $(0.3-0.6)\times10^{-6}$ 米的部分。然而这些短的光波仍能射达相当深的深海。

表3-28　某海湾内衰减系数随波长的变化值

颜　　色	紫			蓝			绿	
波长(×10⁻⁶米)	0.40	0.42	0.44	0.45	0.47	0.49	0.50	0.52
r(1/米)	—	0.805	0.628	0.556	0.475	0.419	0.388	0.351
颜　　色	绿		黄			橙		
波长(×10⁻⁶米)	0.54	0.57	0.58	0.59	0.60	0.62	0.63	
r(1/米)	0.331	0.323	0.331	0.365	0.429	0.476	0.488	
颜　　色	红							
波长(×10⁻⁶米)	0.65	0.67	0.69	0.70				
r(1/米)	0.518	0.56[illegible]	0.63	0.74				

表3-29　r随深度的变化

深　度（米）	r(1/米)
0 — 10	0.0526
10 — 25	0.0500
25 — 50	0.0556
50 — 75	0.0667
75 — 90	0.0625

表3-30　不同地区的 r 值

地　　　区	r (1/米)
加勒比海	0.125
太平洋北赤道流	0.083
太平洋赤道逆流	0.083
太平洋赤道辐射流	0.100
太平洋南赤道流	0.111
巴拿马湾	0.167
加拉帕戈斯群岛	0.250

二、透明度与水色

(一)透明度与水色的概念

透明度是表示海水能见程度的一个量度。在海洋学上，海水的透明度是指用直径为30厘米的白色圆盘(透明度板)，垂直沉入水中，直到刚刚看不见的深度。这一深度是透明度板的反射，散射和透明度板以上水柱的散射光与周围海水的散射光相平衡时的状况，所以应称为相对透明度。

透明度板使用时虽然简单、方便，但因受海面反射光的影响，受观测者眼高和视力的影响，观测的数据不太正确，而且透明度只能测到垂直方向上的透明度，不能测出水

表3-31　不同厚度水层光能的分布

波长（$\times 10^{-6}$米）		水层厚度（米）0.0	0.001	0.01	1	10	100
0.3	0.6	23.70	23.70	23.69	22.94	17.20	1.39
0.6	0.9	35.97	35.90	35.34	12.86	0.95	—
0.9	1.2	17.88	11.20	12.28	—	—	—
1.2	1.5	8.66	6.33	1.71	—	—	—
1.5	1.8	8.00	2.70	—	—	—	—
1.8	2.1	2.50	—	—	—	—	—
2.1	2.4	2.53	0.11	—	—	—	—
2.4	2.7	0.72	—	—	—	—	—
2.7	3.0	0.04	—	—	—	—	—
总	和	100.00	85.94	73.02	35.80	18.15	1.39

平方向上的透明度。为此，近年来国际上多采用仪器来进行观测。

采用透明度仪进行观测，对透明度作了新的定义。透明度新定义为：光线在水中传播一定距离后，其光能强度与原来光能强度之比，即：

$$T = \frac{I_r}{I} \tag{3-60}$$

比较式(3-58)和(3-60)，可得：

$$T = e^{-rZ} \tag{3-61}$$

显然，透明度 T 是与衰减系数 r 有关的量。如果选取光在海中传播的距离 $Z = 1$ 米，那末，透明度量值的自然对数等于衰减系数，即：

$$\ln T = r \tag{3-62}$$

因此，只要测量了透明度 T，便可得衰减系数。

衰减系数的倒数 L 称为衰减长度，它与圆盘透明度的数值大体相当。例如：某海区衰减系数 r 为 0.05/米，则：

$$L = \frac{1}{r} = \frac{1}{0.05} = 20\text{米}$$

经验表明：

$$r \cdot L \approx 1.3\text{（大洋）}，\quad r \cdot L \approx 3.3\text{（浅海）}。$$

根据经验，当有足够的水下日光时，水平可见距离约为衰减长度的 4 倍。

显然，海水的透明度也要随波长而变化，对不同地区的海水和不同的深度有不同的结果。图3-24表示在太平洋赤道某海区的测量结果。

水色与海色的涵义并不完全相同，海洋学中指的是水色。水色是由水质点及海水中的悬浮质点所散射的光线来决定的。海色系指海面的颜色，它除了由海水本身的性质所决定外，还受当时的大气状况（如云彩变化）、太阳光线、海底颜色以及处在海面的各种

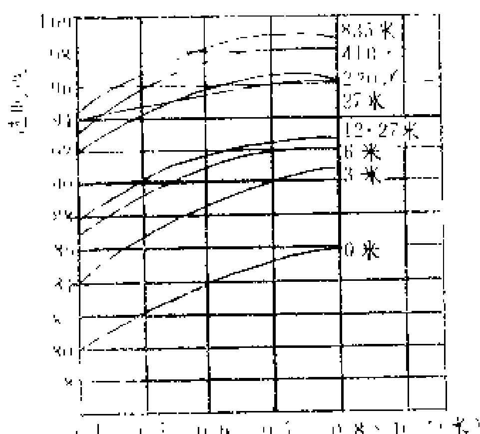


图3-24 太平洋某海区(赤道附近)各种波长的透明度随深度变化

物质等因素的影响。各个海区的水色常有显著的差异。有蓝色、绿色、黄青色、青带绿色，在沿海地方则带黄色。对于水色，国际统一以福禄氏水色计的色标号码(1—21号)来表示，蓝色水色高(号码小)，褐色水色低(号码大)。

水色与透明度两者都取决于海水的光学特性。显然，海水中光线愈强，透入愈深，透明度就大；反之则愈小。可见两者有着必然的联系。一般说来，水色高，透明度大，水色低，透明度小。例如，渤海中央海区水色为9—10号，透明度为10米；东海黑潮主流区水色为1—2号，透明度为40米。

(二)透明度、水色的分布和变化

决定水色和透明度分布和变化的主要因素是悬浮物质(包括浮游生物)。

浅海和大洋的水色迥然不同，这是因为在浅海从大陆带来的泥沙最多，潮汐、波浪和流的作用强烈，由它所引起的混合常常能直达海底。另外，浅海受大陆的影响，温度变化剧烈，也是促使海水发生垂直对流的主要原因之一。浅海海水的运动比大洋剧烈，使已有的悬浮物质难以沉淀，有时还使海水搅混。海水的上、下运动，使下面富有营养的海水不断上升，同时径流也带来大量的营养盐类，使海洋生物的繁殖远比大洋发达。由于这些原因，就使浅海的水色较大洋为低。

此外，泥沙的本色也会影响水色的高低。例如在雨季，河口外面的海水呈现一片黄浑浑的颜色就是这个原因。至于生物的颜色，在某些时候或某些海区，将起重大的作用。

从实际观测资料看出，渤海湾、长江口水色发黄，在15—16号之间；东海内侧水色9—10号，外侧6—8号；到大洋则一般都增高到1—2号。所以，等水色线在近海一般均与海岸线平行。随着纬度的变化，以及海流性质的不同，水色将作相应的变化。低纬带水色高，热带多为蓝色，温带及寒带海水色较低。因比，源自热带的暖流和源自寒带的寒流，其水色也就不相同。例如黑潮(暖流)为深蓝色，亲潮则接近绿色。

透明度也有同样的规律。愈近大陆透明度就愈低，如渤海黄河口1—2米，胶州湾3米，南海增到20—30米，而在大洋则可达50多米。又如大西洋的马尾藻海处在大洋的中央，受大陆江河的影响少，同时盐度高，离子浓度大，加上海水运动不强烈，悬浮物质下沉快，浮游生物也不发达，而且海底有绿色的马尾藻，因此那里的透明度达到世界最大值66.5米。另外，低纬海区透明度大，高纬海区透明度小，热带海可达50多米，温带海如小笠原群岛就只有42米了。暖流的透明度一般大于寒流，黑潮暖流透明度有25—30米，有时可达40米，而亲潮寒流只有10—15米。

水色与透明度除了上述的地理变化外，还随季节而变化。其变化规律，取决于海洋生物和大陆径流(主要在近海)的季节变化。

(三)中国近海透明度、水色的分布和变化

中国近海大陆架浅水区域，由于入海河流多，海水中悬浮物质和浮游生物含量

大，故水色低，透明度小，其分布和变化，取决于沿岸水的变动。东海和南海的深水区域，主要受外洋水（黑潮暖流）控制，具有水色高，透明度大的特点。由图3-25、3-26可以看出，除河口海区外，等透明度线的分布有与海岸线平行一致的趋势，但由于长江和黄河的影响，在这两条河口海区均有低透明度水舌。整个中国近海由北而南，自近岸到外海，透明度渐次增大，水色逐渐变高。可是各海区自然条件不同，水色和透明度的分布变化具有很大的区域性差异。

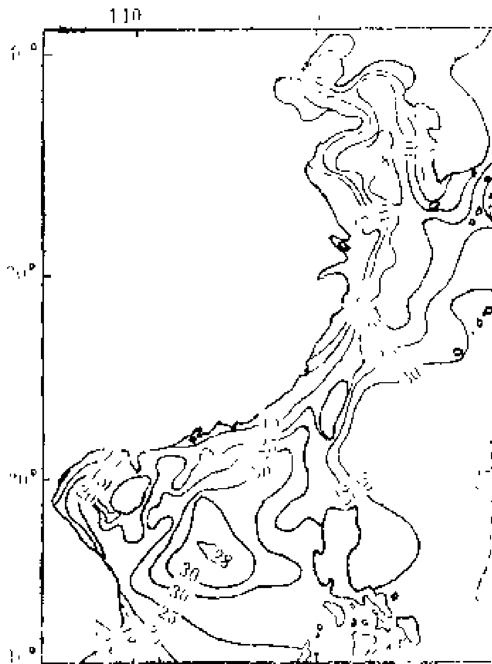


图3-25 中国近海及邻近海区透明度分布图(7—9月)

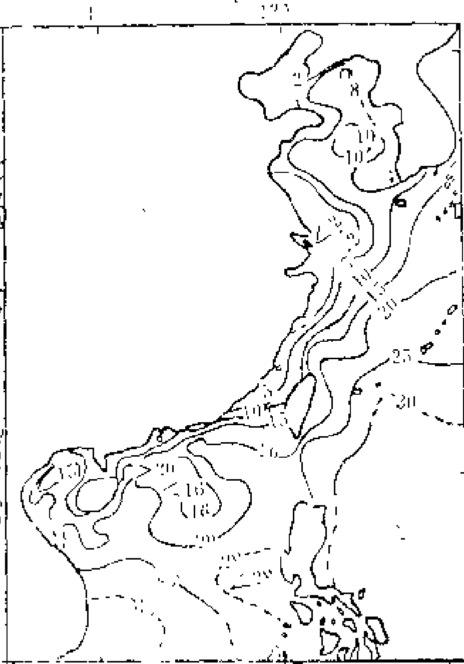


图3-26 中国近海及邻近海区透明度分布图(1—3月)

渤海是三面被陆地包围的内陆海，入海河流很多，特别是黄河携带大量泥沙入海，海水悬浮物质含量大，浮游生物丰富，故海水浑浊，与其他海区比，水色低，透明度小。其中又以渤海三大湾（辽东湾、渤海湾和莱州湾）水色最低，一般在15左右，常呈黄色，透明度小于5米，有时甚至更小。中央海区水色为4—10号，呈绿色，透明度可达10米以上。

黄海沿岸海区，水色为11—12号，呈黄绿色，透明度约10米左右；中部海区水色为9—10号，呈绿色，透明度约15米左右。夏季，因长江冲淡水带有大量泥沙进入黄海，故水色低，透明度小。它是一个水平分布广而厚度很薄的水层，对东海北部及黄海南部的海况影响很大。大陆径流量大的月份，一直可影响到济州岛附近。冲淡水所及区域，水色变化可达10号(15—5号)，而透明度变化则达15米(1—15米)以上。

东海沿岸海区，水色为9—10号，呈绿色。长江口附近海区，由于冲淡水影响，水色为15—16号，呈黄色。东海因受黑潮暖流影响，水色和透明度均比黄海、渤海高。在海黑潮主流区，水色最高，一般均为1—2号，呈蓝黑色，透明度则为40米左右。等水色线、等透明度线的分布，同等温度线及等盐度线的分布一样，与流的方向一致，呈西南—东北走向。

南海除珠江口及湄公河口附近水色较低，为黄绿色外，大部分沿岸海区均为9—10号，

呈绿色，透明度约15米上、下。外海水色较高，常为2—4号，呈深蓝色，透明度多在40米左右。

中国近海的水色，透明度具有季节性变化。冬季，海水冷却下沉，对流混合加剧。大陆架浅水区因混合达到海底，使泥沙上搅，海水变浑，水色低，透明度小，而且二者的分布趋势也较夏季更为一致。夏季，表层水温增加，垂直稳定度加大，出现跃层，上、下水不易混合，因而水色较高，透明度较大。特别是跃层强盛期，水色最高，透明度最大。河口海区却例外，如黄河口及长江口，因这时期大陆径流量大，大量泥沙携带入海，使这一带海水极为浑浊，透明度小于0.1米，水色21号，呈黄褐色，有时甚至达到水色计中也难以找到的这种浑浊颜色。

复习思考题

1. 水温的物理概念是什么？研究水温有什么重大意义？
2. 以化学方法为基础的盐度定义是什么？研究盐度有什么重大意义？
3. 氯度定义是什么？有什么缺点？新定义是什么？
4. 什么叫标准海水？有什么功用？
5. 大洋盐度公式的意义是什么？
6. 1969年电导盐度定义是什么？
7. 1978年国际实用盐标及1980年新的国际海水状态方程是什么？
8. 什么叫海水密度、比重、比容、条件密度、当场密度、条件当场密度；条件比容、当场比容、条件当场比容？
9. 研究海水密度有什么重大意义？
10. 说明当场密度和当场比容的计算原理和方法。
11. 什么叫海水比热、蒸发潜热、分子热传导、涡动热传导、热膨胀系数、绝热变化？
12. 扼要说明海水的其他物理性质。
13. 为什么海水结冰比淡水困难？
14. 说明海冰的性质。
15. 声速如何计算？
16. 说明声在海水中的传播特性。
17. 温度、盐度和压力对声速有什么影响？
18. 研究水声学有什么意义？
19. 说明光在海水中的传播特性。
20. 研究水光学有什么意义？
21. 什么叫水色、透明度？
22. 影响水色、透明度分布变化的因素有哪些？影响中国近海水色、透明度分布变化的因素是什么？
23. 水色、透明度分布变化的基本规律是什么？中国近海水色、透明度分布变化的趋势是什么？
24. 研究水色、透明度有什么意义？

第四章　海水化学性质

第一节　海水的化学成分

海水是含有多种物质的自然体系。至今已发现海水中有80多种化学元素。其化合物的种类则更多，表4-1列出了这些元素及其在海水中的含量。表中的含量基本上代表大洋海水的平均浓度。

物质在海水中存在形式是多种多样的，但从大的方面来说，大致可分为两大类：(1)溶解物质，包括溶解的无机盐类、有机化合物及气体；(2)不溶于海水的物质，包括存在于海水中的气泡和以固体形式存在于海水中的无机和有机物质。这些物质一般都具有空间、时间的变化。处于溶解状态的物质，大部分以离子形式存在于海水中，也有以分子形式存在于海水中。所以，比较确切地说，海水是由电解质和非电解质共处一体

表4-1　海水的化学组成

元　素	浓　度（微克/升）	元　素	浓　度（微克/升）	元　素	浓　度（微克/升）	元　素	浓　度（微克/升）
H	1.1×10^{8}	Mn	0.2	In	1×10^{-4}	Ta	2×10^{-3}
He	6.8×10^{-3}	Fe	2	Sn	1×10^{-2}	W	0.1
Li	180	Co	0.05	Sb	0.24	Re	4×10^{-3}
Be	5.6×10^{-3}	Ni	1.7	Te	—	Os	—
B	4440	Cu	0.5	I	60	Ir	—
C	28×10^{3}	Zn	4.9	Xe	5×10^{-2}	Pt	—
N	1.5×10^{5}	Ga	0.03	Cs	0.4	Au	4×10^{-3}
O	8.8×10^{8}	Ge	0.05	Ba	2	Hg	3×10^{-2}
F	1.3×10^{3}	As	3.7	La	3×10^{-3}	Tl	1×10^{-2}
Ne	1.2×10^{-1}	Se	0.2	Ce	1×10^{-3}	Pb	3×10^{-2}
Na	10.77×10^{6}	Br	6.7×10^{4}	Pr	6×10^{-4}	Bi	2×10^{-2}
Mg	12.9×10^{5}	Kr	0.2	Nd	3×10^{-3}	Po	—
Al	2	Rb	120	Pm	—	At	—
Si	2×10^{3}	Sr	8×10^{4}	Sm	0.5×10^{-4}	Rn	6×10^{-13}
P	60	Y	1.3×10^{-3}	Eu	0.1×10^{-4}	Fr	—
S	9.05×10^{5}	Zr	3×10^{-2}	Gd	7×10^{-4}	Ra	7×10^{-8}
Cl	18.8×10^{6}	Nb	1×10^{-2}	Tb	1×10^{-4}	Ac	—
Ar	4.3	Mo	10	Dy	9×10^{-4}	Th	1×10^{-2}
K	3.8×10^{5}	Tc	—	Ho	2×10^{-4}	Pa	5×10^{-8}
Ca	4.12×10^{5}	Ru	—	Er	8×10^{-4}	U	3.2
Sc	6×10^{-4}	Rh	—	Tm	2×10^{-4}		
Ti	1	Pd	—	Yb	8×10^{-4}		
V	2.5	Ag	0.04	Lu	2×10^{-4}		
Cr	0.3	Cd	0.1	Hf	7×10^{-3}		

的、多组分的、多相的复杂体系。

海水的化学组成很复杂，为讨论方便起见，按其组分的不同性质、含量的多少、与生物活动的关系等方面，大致可分为五类：常量元素、营养元素、微量元素、溶解气体、有机物质等。

一、常量元素

海水中的化学元素虽多，但含量差别很大，除了组成水的氢和氧以外，含量大于1毫克/升的常量元素只有十二种，即氯、硫、碳、溴、硼、钠、镁、钙、钾、锶、氟、硅等。海洋学上把除硅以外的11种元素称为海水的主要成分。由这些元素组成的盐类占海水中溶解盐类的99.8—99.9%，由于它们在海水中的含量比例基本不变，所以，又被称为"恒量元素"或"保守成分"。

二、营养元素

营养元素按其含量来说，属于微量元素。但这些元素与海洋生物的生长有十分密切的关系，有时被称为"生原要素"。它们在海水中受生物活动的影响较大，含量变化幅度也较大，所以，又称为"非保守成分"。它们在海水中以复杂的离子形式和有机物的形式存在。这类元素习惯上主要指氮、磷、硅。另外，海水中还有一些微量元素，如锰、铁、铜等对生物的生长也有一定的关系，通常称它们为"微量营养元素"。

三、微量元素

除了常量元素和营养元素以外，其它元素都包括在这一类中，这类元素种类很多，但总量却很少，仅占海水总盐量的0.1%左右，它们的含量大多数在1微克/升以下。

四、溶解气体

海水中的溶解气体主要来自大气，它溶有大气中所含的各种气体，如氮、氧、二氧化碳以及微量的惰性气体。在某些海水循环不良的海区的海水中，还有游离的硫化氢气体存在。

五、有机物

海水中的有机物，有活的和死的生物有机物、悬浮体有机物、溶解有机物。从化学的角度来看，主要是碳水化合物、脂肪、蛋白质和元素有机化合物。海水中的有机物对海水的物理性质、水色、透明度等有很大的影响；同时对海水中的化学组分如气体、难溶化合物和某些金属盐类的溶解度及存在形式也都有影响。

海水含有35‰左右的溶解盐，而海洋中的海水约为135亿亿吨，这样估算出海水中溶解盐类的总量约为5亿亿吨，如果把巨大的盐分从海水中提取出来铺在地球表面，就会形成厚达45米的盐层。由此可见，海洋是一个化学资源的宝库。即使海水中含量很低的微量元素，但在海洋中的总量却是惊人的。以铀为例，其在海水中的浓度约为3.2微克/升，则海洋中的总量即达43亿吨，而陆地上铀资源只有100多万吨。如果我们能以经济、合理的手段从海水中提取这些元素，那么，海洋中的资源是取之不尽、用之不竭的。

第二节 海水的主要成分

上面说的11种元素，称为海水的主要成分。它们在海水中的主要存在形式为：Na^+、K^+、Ca^{++}、Mg^{++}、Sr^{++}、Cl^-、Br^-、F^-、$SO_4^=$、$HCO_3^-(CO_3^=)$、H_3BO_3。经过多次对不同海区的水样分析结果表明：不论海水中所溶解的盐类浓度大小如何，但其主要离子浓度间的比值几乎是常数，这个结论称为"海水组成的恒定性"或称"主要成分恒比关系"。这是把海水主要成分称为"保守元素"的根据。表4-2列举了各种不同成分的百分比。表中的数据说明了海水组成的恒定性。

表4-2 不同海区海水组成的百分比

离子	含量(%)					
	1	2	3	4	5	6
Cl^-	55.3	55.2	55.3	55.5	55.3	55.11
Br^-	0.2	0.2	0.14	0.13	0.2	0.19
$SO_4^=$	7.7	7.9	7.8	7.8	7.7	7.89
$CO_3^=$	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.20
Na^+	30.6	30.3	30.9	30.9	30.5	30.64
K^+	1.1	1.1	0.9	0.9	1.1	1.09
Ca^{++}	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.23
Mg^{++}	3.7	3.9	3.9	3.7	3.7	3.65

注：1．"挑战者"号环洋77个水样平均值 2．好望角与英吉利海峡间22个水样平均值 3．北冰洋、白令海与新地岛之间 4．印度洋陕个水样分析平均值 5．北太平洋西部小笠原附近18个海水样品平均值 6．地中海

海水之所以具有这种特性，其原因如下：大洋海水的成分是在悠久的地质年代中形成的，整个海洋溶有数量巨大的盐类，外界的影响，如河流等都不足以影响其成分发生大的变化，因而海水的成分是处于相当稳定状态；再加上海水运动，如环流、潮流等，不断使海水混合，使其成分比较均匀和稳定。另外，发生在海洋里的物理、化学、生物、地质等过程，虽是海水盐度或离子间的比例关系发生变化的因素，但对海洋的主要成分影响不大，如蒸发和降水，对海水只起浓缩和稀释作用，主要改变盐度的绝对值，而离子间相对浓度变化却不大。生物的生长、死亡以及海底沉积和分解，虽可引起溶解盐类含量的改变，但这些过程引起的变化极不显著，而且主要改变微量元素的含量，一般对主要成分间的比例关系并不发生改变。因此，我们可以认为，海水盐度由于自然环境的不同可以有所改变，但决定海水物理化学性质的主要离子之间的比例关系却几乎不随时间、空间而变化。

应该指出，海水组成恒定性这一结论，对大洋水和外海水、对大多数主要成分是正确的，但对某些主要成分，如Ca^{++}、HCO_3^-等，则有偏差。以钙的氯度比值为例：根据1973年对太平洋调查结果表明：太平洋表层水的Ca/Cl‰为0.02104，而深层水为0.02119—0.02123。主要由于表层水的钙被生物吸收，所以比值较低，深层水主要由于$CaCO_3$溶解度

增大，其比值也增大。另外，对河口海区来说，上述的关系也有较大的变化。因河口海区受河水影响较大，而河水与海水主要成分的含量差别较大，河水中阴离子的含量顺序是$HCO_3^- + CO_3^{=} > SO_4^{=} > Cl^-$，阳离子是$Ca^{++} > Na^+ + K^+ > Mg^{++}$。这与海水中主要离子含量顺序基本相反；且河水的化学组成随水文地理条件的不同有较大的变化，不具备海水主要成分之间有着恒定关系的特点。因此，受河水影响较大的海区，主要成分的恒比关系受到显著的影响。

海水主要成分组成的恒定性，具有很大的意义。根据这一性质，就能按照海水中某一已知主要成分的含量，来估算出其它主要成分的含量。由于海水氯度的测定相对比较方便，因而主要成分间的比值，通常都以“氯度比值”来表示：

$$氯度比值 = \frac{主要成分的含量(克/千克)}{Cl‰}$$

海水主要成分的氯度比值，经大量的调查结果表明：不同区域的大洋海水是基本恒定的，其氯度比值列于表4-3中。

表4-3　海水主要成分的含量（$S=35$）及氯度比值

成　　分	含量(克/千克)	氯 度 比 值	氯度比值变化范围
Cl^-	19,353	0,99894	—
Na^+	10,774	0,5560	0,5535 — 0,5572
$SO_4^{=}$	2,712	0,1400	0,1394 — 0,1406
Mg^{++}	1,294	0,0669	0,06641 — 0,06713
Ca^{++}	0,412	0,02125	0,02110 — 0,02134
K^+	0,399	0,0206	0,0203 — 0,0209
HCO_3^-	0,142	0,00735	—
Br^-	0,0674	0,00348	0,00344 — 0,00351
Sr^{++}	0,0079	0,00041	0,00038 — 0,00044
$B(OH)_3$	0,0265	0,00137	0,00137 —0,00140
F^-	0,00129	0,000067	0,000064—0,000090
共　　计	35,189	1,81687	

根据海水氯度比值，只要测定了海水的氯度值，就可按下列公式，求出各主要成分的含量：

海水中某主要成分含量 = 该氯度比值 × Cl‰　　　　(4-1)

随着海洋研究的更加深入和广泛，这一结果已显示它的局限性，所谓海水组成的恒定性不是严格的，主要离子比值也发现在不同海区以及表层与深层之间有一定的差异。

第三节　海水中的溶解氧

海水中除了溶解大量的无机盐和有机物外，还溶有大气中的各种气体。这些溶解气体，主要有氮和氧，还有少量的二氧化碳以及其它的稀有气体。由于海水中的溶解氧与生物活动有着密切的联系，所以它的含量变化往往是反映生物生长状况的一个主要标

志，同时也是污染监测的指标之一。因此，研究海水的溶解氧是十分重要的。

一、气体在海水中的溶解度

海水与大气接触时，大气中的各种气体可以通过海-空界面溶于海水中，同时，海水中的气体也可以逸出海面而进入大气，当大气中的某种气体和海水中该气体达到平衡时，它在单位体积或单位重量海水中所溶解的量，可作为该气体在海水中溶解度的度量。通常在标准大气压下，某种气体在大气与海水之间平衡后的溶解的量，作为该气体在海水中的溶解度。常用的单位有毫升/升、毫克/升、微摩尔/升等。

气体在海水中的溶解度，首先决定于气体的本性，不同的气体溶解度不同，甚至相差很大。表4-4列举了各种气体在1大气压（101325帕）下于纯水中的溶解度。从表中可以看出：在1大气压、20℃的情况下，1升海水中可溶解$CO_2$878毫升，而仅能溶解$H_2$18.19毫升。

从表4-4中也可看出：气体在海水中的溶解度，常随温度的升高而减少（个别除外）。如果对溶液煮沸，能使溶解气体完全驱出。

从表4-4中还可看出：能与水发生反应的气体，其溶解度较大，如CO_2；不与水产生反应的气体溶解度较小，如N_2、O_2及惰性气体等。

表4-4 各种气体在1大气压下在纯水中的溶解度(毫升/升)

气体 \ 温度℃	0	10	20	30
O_2	49.22	38.42	31.45	26.73
N_2	23.59	18.95	15.98	13.98
Ar	57.8	45.3	37.9	32.6
He	9.7	9.9	9.9	10.0
Ne	11.4	11.8	14.7	15.4
Kr	110.5	81.0	62.5	50.9
Xe	242	174	123	98
CO_2	1713	1194	878	665
H_2	24.48	19.55	18.19	16.99
CH_4	55.63	41.77	33.08	27.62

气体在海水中的溶解度也随着液面上气体的分压增大而增大。并且，当温度一定时，气体的溶解度与该气体在液面上的分压成正比，这就是气体溶解定律，亦称亨利定律。

气体在海水中的溶解度，除了受以上因素影响外，还要受到海水盐度的影响。当温度和气体的压力一定时，气体在海水中的溶解度随海水的盐度增加而减小，随盐度的降低而增加。当其它影响条件相同的情况下，气体在淡水中的溶解度比海水中大。当气体溶入海水并达到平衡时，同样服从亨利定律，其数学表示式为：

$$c_i = K_{s,t} \cdot P_i$$

式中 c_i为i气体在海水中的溶解度；P_i为i气体在液面上的分压；$K_{s,t}$为饱和系数，它表示i气体在一定温度和盐度下，当它的分压为1大气压时的溶解度。表4-5列出了N_2、O_2在不同温度、盐度下的$K_{s,t}$值。

$K_{s,t}$对不同气体，其值不同；对同一气体，其值随温度升高、盐度增加而减小，从表4-5可得到证明。

从表4-5还可以看出：氧在海水中的溶解度比同样条件下氮的溶解度要大得多，这为海洋生物在海洋中的生存提供了有利条件。

表4-5　N_2、O_2分压为1大气压并达到饱和时的溶解度(毫升/升)

温　度	氯　度	0	16	20
0°C	O_2	49.22	40.10	38.00
	N_2	23.59	15.02	14.21
12°C	O_2	36.75	30.60	29.10
	N_2	17.80	11.56	10.99
24°C	O_2	23.98	24.80	23.60
	N_2	14.63	9.36	8.96

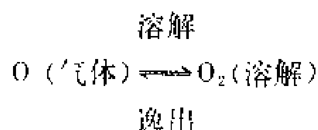
注：溶解气体体积以标准状况时毫升数表示。

二、海水中的溶解氧

（一）海水中溶解氧含量

海水中溶解氧系指以分子状态溶存于海水中的氧气单质。表示它的含量主要有以下几种

1．*溶解氧饱和含量*　大气中的氧溶于海水中是一个可逆过程，如下式所示：



在一定条件下，当大气中的氧溶于海水并达到动态平衡时，海水中溶解氧的浓度，即为该条件下溶解氧的饱和含量。饱和含量的单位有毫升/升、毫克/升，通常用毫升/升。它表示每升海水(20°C、1大气压)中溶解氧的毫升数(0°C、1大气压)。

海水中溶解氧的饱和含量，可根据海水温度、盐度进行计算。如在1大气压下，可用下列关系式计算，即

$$O_2' = 9.9096 - 0.2759t + 0.005398t^2 - 0.00004527t^3 - (0.05896 - 0.00179t + 0.00002618t^2) \cdot S$$

式中　O_2'为一定温度、盐度条件下溶解氧的饱和含量(毫升/升)；t为海水温度(°C)；S为海水盐度。

表4-6列出了氧在不同温度和盐度条件下的饱和含量。

2．*溶解氧的实际含量*　当大气与海水直接接触时，它们之间可以自由地进行物质和能量的交换。因此，大气中的氧与海水中的氧，按理应该达到溶解平衡，海水中的氧含量应是该条件下的饱和含量。但实际情况却不然，由于大气中的氧溶解于海水或海水中的氧逸出海面的速度都比较缓慢，当条件发生改变，恢复到饱和状态需要一段时间，因此，通常测出的溶解氧实际含量往往不等于饱和含量。也就是说，海水实际上存在着过饱和或不饱和状态。

3．*溶解氧的饱和度*　为了表征氧在海水中的溶解程度，经常采用氧的实际含量与实测条件下溶解氧的饱和含量的百分比，这就是所谓溶解氧的"饱和度"。其数学表示式如下：

$$O_2\% = \frac{O_2}{O_2'} \times 100 \qquad (4\text{-}2)$$

式中$O_2\%$为溶解氧的饱和度；O_2为海水中溶解氧的实际含量；O_2'为相应温度、盐度的溶解氧的饱和含量。

例：测得某海区水温为22.81°C、$S = 29.43$、氧的含量为4.85毫升/升，计算其饱和度。

表4-6 氧在不同温度和氯度的海水中的饱和含量(毫升/升)

(在标准大气压下，与无CO_2的湿空气处于平衡)

t°C \ Cl	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0	9,91	9,80	9,70	9,[illegible]9	9,48	9,38	9,27	9,16	9,06	8,95	8,85	8,74	8,63	8,53	8,42	8,31	8,21	8,10	8,00	7,89	7,78
1	9,64	9,53	9,43	9,33	9,22	9,12	9,02	8,91	8,81	8,71	8,61	8,50	8,40	8,30	8,19	8,09	7,99	7,89	7,78	7,68	7,58
2	9,38	9,28	9,18	9,08	8,93	8,83	8,78	8,68	8,58	8,48	8,38	8,28	8,18	8,08	7,98	7,88	7,78	7,68	7,58	7,48	7,38
3	9,13	9,04	8,94	8,84	8,74	8,65	8,55	8,45	8,36	8,26	8,16	8,07	7,97	7,87	7,78	7,68	7,58	7,48	7,39	7,29	7,19
4	8,80	8,[illegible]9	8,70	8,6[illegible]	8,51	8,42	8,32	8,23	8,14	8,04	7,95	7,85	7,76	7,67	7,57	7,48	7,38	7,29	7,20	7,10	7,01
5	8,66	8,57	8,47	8,38	8,20	8,20	8,11	8,02	7,93	7,84	7,74	7,65	7,53	7,47	7,38	7,29	7,20	7,11	7,01	6,92	6,83
6	8,41	8,35	8,26	8,17	8,09	8,00	7,91	7,82	7,73	7,64	7,56	7,47	7,38	7,29	7,20	7,11	7,02	6,94	6,85	6,76	6,67
7	8,23	8,14	8,06	7,9[illegible]	7,89	7,80	7,71	7,63	7,54	7,46	7,38	7,28	7,20	7,11	7,03	6,94	6,85	6,77	6,68	6,60	6,51
8	8,03	7,94	7,86	7,78	7,69	7,61	7,53	7,44	7,36	7,28	7,19	7,11	7,03	6,94	6,86	6,78	6,69	6,61	6,53	6,44	6,36
9	7,83	[illegible],75	7,67	7,59	7,51	7,4[illegible]	7,35	7,23	7,18	7,10	7,02	6,91	6,86	6,78	6,70	6,62	6,54	6,46	6,38	6,29	6,21
10	7,64	7,56	7,48	7,41	7,3[illegible]	7,25	7,17	7,09	7,01	6,93	6,86	6,78	6,7[illegible]	6,62	6,54	6,46	6,38	6,31	6,23	6,15	6,07
11	7,47	7,39	7,31	7,24	7,[illegible]6	7,09	7,01	6,93	6,86	6,78	6,70	6,63	6,55	6,47	6,40	6,32	6,25	6,17	6,09	6,02	5,94
12	7,30	7,22	7,15	7,08	7,00	6,93	6,85	6,78	6,71	6,63	6,56	6,48	6,[illegible]	6,33	6,26	6,19	6,1[illegible]	6,04	5,96	5,89	5,82
13	7,14	[illegible]	6,99	6,92	6,85	6,78	6,71	6,63	6,56	6,49	6,42	6,34	6,2[illegible]	6,20	6,13	6,06	5,98	5,91	5,84	5,77	5,70
14	[illegible]	[illegible]	6,84	[illegible]	6,7[illegible]	6,6[illegible]	6,56	6,4[illegible]	6,4[illegible]	6,3[illegible]	6,28	6,21	6,14	6,0[illegible]	6,00	5,93	5,86	5,79	5,72	5,65	5,58
15	6,83	6,76	6,69	6,63	6,56	6,49	6,42	6,35	6,28	6,22	6,15	6,08	6,01	5,94	5,87	5,81	5,74	5,67	5,60	5,53	5,47
16	6,69	6,62	6,56	6,49	6,42	6,36	6,29	6,22	6,16	6,09	6,03	5,96	5,89	5,83	5,[illegible]6	5,69	5,63	5,56	5,49	5,43	5,36
17	6,53	6,49	6,43	6,36	6,30	6,23	6,17	6,10	6,04	5,97	5,91	5,84	5,78	5,71	5,65	5,58	5,52	5,46	5,39	5,33	5,26
18	6,42	6,36	6,30	6,23	6,17	6,11	6,04	5,98	5,92	5,85	5,79	5,73	5,6[illegible]	5,60	5,54	5,47	5,41	5,35	5,28	5,22	5,16
19	6,31	6,24	6,18	6,12	6,06	6,00	5,93	5,87	5,81	5,75	5,69	5,63	5,56	5,50	5,44	5,38	5,32	5,25	5,19	5,13	5,07
20	6,19	6,13	6,07	6,00	5,94	5,88	5,82	5,76	5,70	5,64	5,58	5,52	5,46	5,40	5,34	5,28	5,22	5,16	5,10	5,04	4,98
21	6,07	6,02	5,9[illegible]	5,90	5,84	5,78	5,72	5,66	5,60	5,54	5,48	5,43	5,37	5,31	5,25	5,19	5,13	5,07	5,01	4,95	4,89
22	5,97	5,91	5,85	5,80	5,74	5,68	5,62	5,56	5,51	5,45	5,39	5,33	5,27	5,22	5,16	5,10	5,04	4,99	4,93	4,87	4,81
23	5,86	5,81	5,75	5,69	5,64	5,58	5,52	5,47	5,41	5,35	5,30	5,24	5,18	5,13	5,07	5,01	4,96	4,90	4,84	4,79	4,73
24	5,77	5,72	5,66	5,61	5,55	5,49	5,44	5,38	5,33	5,27	5,22	5,16	5,10	5,05	4,99	4,94	4,88	4,83	4,77	4,71	4,66
25	5,68	5,62	5,57	5,51	5,46	5,40	5,35	5,29	5,24	5,18	5,13	5,07	5,02	4,96	4,91	4,85	4,80	4,74	4,69	4,63	4,58
26	5,59	5,54	5,48	5,43	5,38	5,32	5,27	5,21	5,16	5,11	5,05	5,00	4,94	4,89	4,84	4,78	4,73	4,67	4,62	4,57	4,51
27	5,50	5,45	5,39	5,34	5,29	5,22	5,18	5,13	5,07	5,02	4,97	4,92	4,86	4,81	4,76	4,70	4,65	4,60	4,54	4,49	4,44
28	5,42	5,37	5,32	5,27	5,21	5,16	5,11	5,06	5,00	4,95	4,90	4,85	4,79	4,74	4,69	4,63	4,58	4,53	4,48	4,42	4,37
29	5,35	5,29	5,24	5,19	5,14	5,09	5,03	4,98	4,93	4,88	4,83	4,77	4,72	4,67	4,62	4,57	4,51	4,46	4,41	4,36	4,31
30	5,27	5,22	5,17	5,11	5,06	5,01	4,96	4,91	4,86	4,80	4,75	4,70	4,65	4,60	4,55	4,49	4,44	4,39	4,34	4,29	4,24

解：查表，当水温为22.84°C、盐度为29.43时，饱和含量O'_2=4.95毫升/升。

已知O_2=4.85毫升/升

则
$$O_2\% = \frac{4.85}{4.95} = 98.0$$

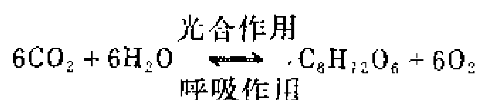
利用饱和度对于判断大气与海水之间进行氧交换的方向甚为方便。当饱和度小于100%，表示海水中溶解氧未饱和、海水可以从大气中吸收氧；当饱和度大于100%，表示海水中溶解氧呈过饱和状态，海水中的氧要向大气逸出；当饱和度等于100%，表示大气与海水中的氧达到动态平衡，海水既不吸收大气中的氧，也不向大气放出氧。

海水中的溶解氧，通常处于不饱和状态，即饱和度一般小于100%。然而接触大气的表层海水，其饱和度常接近或等于100%。在光合作用特别强烈的海区，其饱和度经常超过100%，有的甚至达到125%；另外，当水温迅速升高时，上下水层混合不够强烈，氧气不能及时从海水中逸出，也有可能出现过饱和现象。但过饱和程度一般不大，经过水层混合，能很快地恢复到饱和或不饱和状态

（二）影响海水溶解氧含量的主要因素

1．海水的温度、盐度对溶解氧含量的影响　氧和大气中的其它气体一样，它在海水中的溶解度常随温度、盐度的降低而增大；反之，随温度、盐度的增高而减小。因此，海水的温度、盐度的变化，可以使海水的溶解氧由原来处于饱和状态而出现未饱和或过饱和。对大洋来说，其盐度变化很小，对溶解氧含量的变化影响不大，温度则是影响溶解氧含量变化的主要因子。由于海水温度具有周期性和非周期性的变化，从而引起溶解氧相应的变化。一般说来，当季节转暖，水温升高时（春、夏季），表面海水将向大气放出氧；反之，秋、冬季水温降低，海水从大气中吸收氧。同理，从低纬度向高纬度流动的海流（暖流）其氧含量较低，在流动过程中，由于水温逐渐下降，海水将不断地从大气中吸收氧；而从高纬度向低纬度流动的海流（寒流）则情况相反。

2．海洋生物的活动对海水溶解氧含量的影响　海洋植物进行光合作用会产生氧而溶于海水中，相反地，海洋动物进行呼吸要消耗氧。这两个过程用下列反应方程式表示：



$$6CO_2 + 6H_2O \underset{\text{呼吸作用}}{\overset{\text{光合作用}}{\rightleftharpoons}} C_6H_{12}O_6 + 6O_2$$

由于海洋植物的光合作用，一般只能在0—80米的光合层内进行。因此，在浮游植物繁殖季节，如夏季，一般海区的表层水，溶解氧常呈过饱和状态，有时饱和度可达120%，甚至高达180%。

另外，生物呼吸和生物尸体分解要消耗氧，在有机物分解作用强烈的海区，海水中溶解氧被大量消耗，使溶解氧饱和度大为降低，甚至低于50%。

以上这些生物活动过程，在海洋中是连续不断进行的。所以，生物的大量繁殖、生长、死亡，使海水中溶解氧的含量受到显著的影响。

3．海水运动对溶解氧含量的影响　海水运动可以显著地影响溶解氧的分布，如前所述，寒流、暖流与海水混合可使溶解氧含量重新分布。另外，海水的垂直对流对溶解氧分布影响也较大。海水溶解氧来源主要在表层，表层以下的溶解氧都处于消耗状态。如果

没有垂直对流，深层海水要变成无氧区，由于海水垂直对流，将表层富氧水带到深层，使深层海水的溶解氧不断得到补充。在垂直对流强烈的海区，溶解氧饱和度常不小于90%。因此，溶解氧的分布，可以近似地说明海水运动情况。

（三）海水中溶解氧的分布

在大洋海水中，溶解氧的含量一般在0—8.5毫升/升之间。在赤道附近含量为4.0—4.8毫升/升，亚热带海区可增至5.0毫升/升以上，极地海区可高达8.2毫升/升左右，个别海区高达14.5毫升/升。中国近海及邻近海区溶解氧的含量，一般北部海区比南部海区高，其幅度在2—8毫升/升之间。

1. 垂直分布　海洋中溶解氧的垂直分布是不均匀的。但各大洋一般都具有以下特点：大洋表层和近表层由于与大气接触，一般处于饱和状态，再加上海水运动，使海水得到很好的混合，溶解氧的分布比较均匀。在表层以下，通常在50米左右的水层，由于植物的光合作用放出氧，因此，有时出现溶解氧的最大值，其饱和度可达125%左右，特别是在浮游植物大量繁殖季节尤为明显。在溶解氧最大值以下，随着深度增加，光合作用逐渐减弱，又由于有机物质沉降后氧化，使溶解氧含量逐渐降低，出现溶解氧含量最小层，在停滞的海区出现无氧的状态。溶解氧最小值的深度，对不同大洋和海区是不同的，一般在500—1000米。随着深度的增加，由于海水运动，从高纬度下沉而来的富氧水的补充，使溶解氧的含量在最小层以下又开始回升。大洋海水溶解氧垂直分布见图4-1。

从图中可以看出，在三大洋中，太平洋海水溶解氧比大西洋要低，其主要原因，由于太平洋的海水运动比大西洋缓慢所造成的。

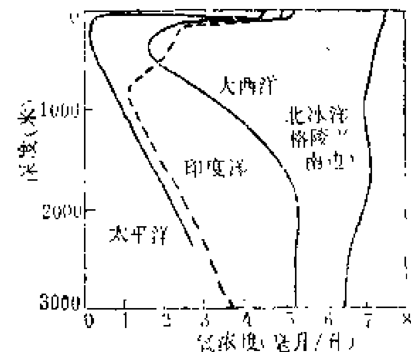


图4-1　世界大洋溶解氧的垂直分布

沿岸近海，水深较小，特别是水深在100米以内的浅海区。在冬季，由于垂直对流比较剧烈，上下各层溶解氧含量比较均匀；在夏季，随着跃层的增强，溶解氧含量有分层现象。

2. 溶解氧的周日变化　当温度和盐度变化不大时，溶解氧含量的日变化，主要决定于光合作用的强度，而光合作用又决定于对海水的光照度，所以，受到光照的水层，一般具有溶解氧午后最高、黎明前最低的日变化情况。在近岸海区，这种日变化更为明显。

对近岸海区，引起溶解氧日变化的因素，除了光合作用外，还受到潮汐的影响。

3. 溶解氧的季节变化　溶解氧的季节变化，主要与海水的温度和盐度的变化、生物活动的情况、氧化过程、海水运动情况等有关。其中水温变化尤为重要，它是季节变化的标志，温度的升高和降低，对氧的溶解度的增大和减小，有着明显的作用；同时温度的变化，影响到生物的活动，从而也影响到溶解氧含量的变化。在一般情况下，溶解氧的季节变化，以冬季含量为最高，夏季最低。表层海水溶解氧含量的季节变化范围为4—8毫升/升。

第四节　海水中的二氧化碳系统

海水中存在大量的碳的化合物，其中溶解状态的无机碳的存在形式有CO_2(溶解)、H_2CO_3、HCO_3^-、$CO_3^=$四种。通常把CO_2及H_2CO_3称为游离状态的二氧化碳，HCO_3^-、$CO_3^=$称为束缚状态的二氧化碳。这四种形式的二氧化碳的总和称为总二氧化碳(以ΣCO_2来表示)。

这几种形式的二氧化碳以及它们与H^+、水分子、固相的$CaCO_3$和$MgCO_3$之间保持一定的化学平衡，构成一个十分复杂的体系，称为二氧化碳-碳酸盐系统，简称二氧化碳系统。如图4-2所示。

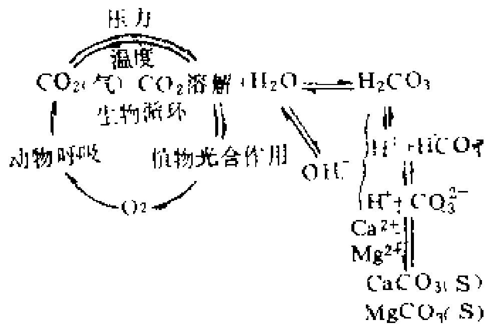


图4-2　海水中二氧化碳系统图

海水中二氧化碳系统是一个很重要而又十分复杂的问题。从以上几个平衡来看，它们是相互联系、相互制约的。只有它们的平衡条件同时得到满足，二氧化碳系统的平衡才能真正建立；当条件发生改变，如温度、盐度、氢离子浓度、生物活动等平衡向某一方向移动时，将引起一系列的变化：如气体的逸出、碳酸盐的沉淀或溶解、pH值的变化、$CO_3^=$—HCO_3^-—H_2CO_3的相互转变等。因此，二氧化碳系统是与一系列条件密切相关的。

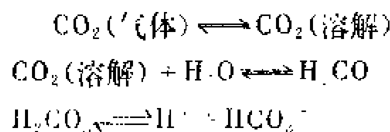
海洋中二氧化碳系统涉及到许多学科，如气象学、海洋学、地质学、生态学等。在海洋学里，它对于大洋中三个主要反应领域：大气-海洋交换、海水化学和海洋沉积物的沉积等都起着重要的作用。在海洋生物学上，海水中的无机碳供给植物合成碳水化合物；由于海水中有HCO_3^-、CO_3^-，使海水成为一个天然的缓冲溶液，pH值变化很小，有利于那些对氢离子浓度变化特别敏感的海洋生物的生长；也由于有HCO_3^-、$CO_3^=$存在，使海水呈弱碱性，有利于利用Ca^{++}、$CO_3^=$组成自己介壳的海洋生物的生长。大气与海水中二氧化碳的交换，起着调节大气中二氧化碳的含量作用。也可利用海水与河水混合区二氧化碳含量的变化来了解海水的运动。因此，研究二氧化碳系统，具有十分重要的意义。

本节着重对二氧化碳系统的一些基本知识，进行简要的讨论。

一、海水的pH值

（一）概述

海水中原子总数的2/3是氢元素，氢元素是海水中最丰富的元素。但海水中氢离子浓度却很小，在3.2×10^{-9}—4.0×10^{-9}M之间，虽然氢离子浓度很低，但它在海水的许多化学平衡中，在生物活动的过程中，都起着十分重要的作用。因此，氢离子是海水中主要的离子之一，在二氧化碳系统中，它也是一个重要的成分。根据二氧化碳系统的平衡：



$$CO_2(气体) \rightleftharpoons CO_2(溶解)$$
$$CO_2(溶解) + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3$$
$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$$



$$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{2-}$$

显然，海水中氢离子浓度与二氧化碳系统关系密切。即海水中pH值与二氧化碳系统的各个分量的含量直接相关。

在二氧化碳系统中，CO_2、H_2CO_3、HCO_3^-、CO_3^{2-}处于平衡状态。即



$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \rightleftharpoons 2H^+ + CO_3^{2-}$$

当某个分量发生变化，会使平衡发生移动，其移动方向，根据平衡原理，使这一分量向相反方向变动。因此，对pH值影响较小，这就为海洋生物的生存和生长提供了条件。

为了了解二氧化碳系统各分量与pH值之间的关系，比较直接的方法是：用每一种含碳的化学形式在总碳中所占的百分比对pH值作图。即得图4-3。

从图中可以看出，在海水pH值范围内，无机碳的主要存在形式是HCO_3^-，其次是CO_3^{2-}，而溶解的CO_2很少。如pH＝7时，80％以上的碳以HCO_3^-形式存在，其余部分则是CO_2；如pH＝8.5时，则超过80％的碳以HCO_3^-形式存在，但其余部分则几乎是CO_3^{2-}形式。从图中还可看出，随着温度和盐度的增加，曲线向左移动。

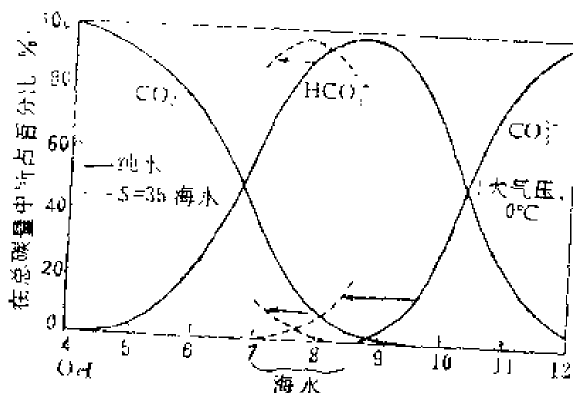


图4-3　1个大气压下，海水和纯水在不同pH时，各种形式CO_2的含量

(二)海水中pH值的分布变化

海水的pH值一般在7.5—8.6之间。其分布趋势与溶解氧很相似，它亦有时间和空间的变化，但变化不如水温、盐度那样显著，规律性也较差。

1．海水中pH值的平面分布　海水中pH值的平面分布比较均匀，一般是近岸低、外海高。

2．海水中pH值的垂直分布　海水中pH值的垂直分布，通常呈现表层高、深层低。从海水表层来说，由于植物的光合作用消耗了CO_2，放出O_2，使海水CO_2含量降低，海水pH值出现增高趋势。溶解氧含量也如此，呈现增高的情况。在光合层以下的水层，由于生物呼吸和有机体的腐化分解吸收O_2，放出CO_2使海水中游离的CO_2含量增加，pH值降低，溶解氧含量亦降低。如海水中溶解氧几乎被消耗尽时，pH值也降至最低，有时接近7.5，在某些特殊的情况下，如河口港湾区、污染的海区、出现H_2S的缺氧海盆中，则pH值接近7，甚至可达微酸性。

在浅海区，pH值的垂直分布没有一定的规律，主要根据生物活动、淡水影响、垂直混合等作用中那个占主导地位而定。我国近海及邻近海区pH值的垂直分布，随季节有一定的变化。一般冬季由于垂直对流比较剧烈，pH值的垂直分布比较均匀，春季一般变化不大，夏季随着跃层的加强，pH值一般呈不均匀状态。

3．海水中pH值的季节变化　海水中pH值的季节变化，常呈夏季高、冬季低的分布趋势。在夏季，由于光合作用强烈，CO_2大量被吸收，海水中CO_2含量降低，pH值增高，冬季则相反。

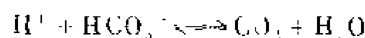
我国近海及邻近海区，pH值的季节变化大多是春季前后稍高，夏秋之间稍低，还有部分海区，如南海的粤东海区是春、夏稍高，秋、冬稍低。pH值的年变化幅度大多在0.2

—0.4pH单位。

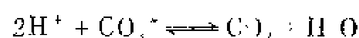
二、海水的总碱度

海水中存在相当数量的弱酸阴离子，这些弱酸阴离子如果与氢离子结合，生成不易离解的弱酸而消耗了酸，这种消耗酸的能力，通常用碱度这个量来度量。所谓海水的总碱度，就是中和温度为20°C时的一升海水的全部弱酸阴离子所需强酸的毫克当量数。其单位是：毫克当量/升[1]，以符号"AlK"或"A"来表示。

海水中主要弱酸阴离子有CO_3^{2-}、HCO_3^-、$B(OH)_4^-$，当它们与酸作用，主要产生如下的反应：



$$H^+ + HCO_3^- \rightleftharpoons CO_2 + H_2O$$



$$2H^+ + CO_3^{2-} \rightleftharpoons CO_2 + H_2O$$



$$H^+ + B(OH)_4^- \rightleftharpoons H_3BO_3 + H_2O$$

由CO_3^{2-}造成的碱度叫做"碳酸盐碱度"；由HCO_3^-造成的碱度叫做"重碳酸盐碱度"；由$B(OH)_4^-$造成的碱度叫做"硼酸盐碱度"。其它以此类推。各种碱度的总和叫做总碱度。海水的总碱度可近似地由以上几种弱酸阴离子造成的碱度总和。其数学表示式为：

$$AlK = C_{HCO_3^-} + 2C_{CO_3^{2-}} + C_{B(OH)_4^-}$$

式中：C为浓度(毫克当量/升)

大洋海水的总碱度一般为2.4毫克当量/升。

根据海水组成的恒定性，大洋海水的碱度与氯度之比，常常是一个常数，这一常数称为"碱氯系数"或"比碱度"。其数学表示式为：

$$碱氯系数 = \frac{AlK(毫克当量/升)}{Cl‰(克/千克)} \tag{4-3}$$

大洋海水的碱氯系数比较恒定，但对不同的大洋也有一定的差异。根据调查，三大洋碱氯系数的变化范围通常在0.119—0.130之间。对大部分大洋海水，其值约为0.126。但当发生碳酸钙溶解时，就会使碱氯系数发生较大的偏差。

大洋海水的碱氯系数通常随深度的增加而增高，因此，表层海水的碱氯系数较低，深层较高。其原因是：在一般情况下，大洋表层海水由于部分碳酸钙为某些介壳生物所摄取，以及当海水受热蒸发，可能产生碳酸钙沉淀，因此，表层海水碱氯系数较低；在深层海水中，由于生物的氧化作用产生二氧化碳，有利于碳酸钙的溶解，因此，碱氯系数增大，在底层达到最大。对高纬度海区，由于海水中不含或仅含少量的介壳生物，并且由于垂直混合较为强烈，碱氯系数比较均匀。

在近海区，特别是河口海区，由于受河水的影响，碱氯系数一般高于大洋海水，并且变化也较大。因此，可利用碱氯系数的变化，来了解淡水与海水的混合情况。

三、碳酸钙的沉淀和溶解

(一) 碳酸钙的沉淀和溶解

对碳酸钙这个难溶于水的盐类，在一定条件下，当固相和液相之间建立了如下的动态平衡时：

1) 1N≙(1mol/L)×离子价数。



$$CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{++} + CO_3^{=} \qquad (4\text{-}4)$$

该平衡式的平衡常数K_{sp}是：

$$K_{sp} = C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}}$$

式中k_{sp}就是碳酸钙的溶度积常数或简称溶度积；$C_{Ca^{++}}$·$C_{CO_3^{=}}$分别为Ca^{++}、$CO_3^{=}$的浓度。

根据溶度积规则：当$C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}} < K_{sp}$时，则为不饱和，$CaCO_3$固体会继续溶解，直至$C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}} = k_{sp}$时为止；当$C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}} > K_{sp}$时，则为过饱和，有$CaCO_3$沉淀产生，直至$C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}} = K_{sp}$时为止。因此，$K_{sp}$的大小反映了碳酸钙溶解能力的大小。

海洋中$CaCO_3$沉淀主要有两种结晶形式，即方解石和文石。由于晶型不同，它们的溶解度也不同，文石的溶解度比方解石大。现以方解石为例：在25°C时，在纯水中的溶度积为4×10^{-9}。在同温度、氯度为19×10^{-3}的海水中，其溶度积为4.5×10^{-7}，比在纯水中的溶度积大100多倍，这说明$CaCO_3$在海水中的溶解度比纯水中大得多。

据调查结果表明：世界大洋的上层对$CaCO_3$来说，大多是饱和的或过饱和的。即$C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}} \geq K_{sp}$，其饱和度大多大于100%，最高可达300%。主要由于上层海水中有机物、镁盐、无机磷酸盐等抑制$CaCO_3$沉淀的生成，致使上层海水处于饱和或过饱和状态。随着深度的增加，$C_{Ca^{++}}$与$C_{CO_3^{=}}$的乘积逐渐减小，而K_{sp}变大，在某一深度上，$C_{Ca^{++}} \cdot C_{CO_3^{=}} = K_{sp}$，这一深度称为饱和深度。在这个深度以上，$CaCO_3$处于饱和或过饱和状态，在这深度以下，$CaCO_3$变成不饱和。尽管这样，在饱和深度以下，$CaCO_3$还是相当丰富，直到以下另一个深度，沉积物中的$CaCO_3$的含量急剧减少，这一深度叫做补偿深度。这两个深度的位置对不同的大洋和不同晶形的$CaCO_3$是不同的。

（二）影响碳酸钙沉淀和溶解的主要因素

海水中碳酸钙的沉淀和溶解与温度、盐度、压力等因素有关。其一般规律是：温度升高；$CaCO_3$的溶解度降低；盐度增加，溶解度增加；压力增大，溶解度增大。此外，海水中CO_2含量降低，有利于$CaCO_3$沉淀。因此，当温度升高、压力减小、光合作用剧烈的海区，有利于$CaCO_3$沉淀的生成。与此相反，则有利于$CaCO_3$的溶解。

上述结论，非常符合某些海洋现象。如许多海洋生物从海水中吸收$CaCO_3$来形成自己的介壳和骨骼，对这些生物只有在热带海区或暖流经过的某些海区才能繁殖生长。因此，世界上最大的贝壳生物只有在热带海区才能发现。同样，反映在沉积物的分布上，钙质沉积物主要集中在热带浅海区。在寒带海区和深海底部，由于低温、高压，$CaCO_3$不易析出，在那里钙质结构的贝壳生物、钙质沉积都比较少。因此，碳酸钙的沉淀和溶解，对生物介壳结构作用和沉积形成过程都有较大的影响。

四、海水与大气中二氧化碳的交换

海水中的二氧化碳，大部分是通过海-气交换由大气溶入海洋。所以，海洋可视为大气中二氧化碳的接收器。

近几十年来，由于工业消耗燃料的增加，放到大气中的CO_2逐渐增加，据统计，每年由于燃料的消耗而进入大气中的CO_2达到1.34×10^{10}吨，占大气中CO_2总量的0.4%。但根据测定结果表明：大气中CO_2的含量每年以0.2%的比例增加，其中还有一半消耗于光合作用和被海洋吸收。因此，海洋在调节大气中CO_2方面起着重要的作用。大气中CO_2含量的多少，对地球上的气候有很大的影响，这是因为CO_2具有吸收

红外线的能力，CO_2含量越大，吸收红外线越多，气温升高，气候变暖，这就是通常被称为"温室效应"。根据研究，大气中CO_2的浓度增加或减少一倍，大气的气温就会升高或降低2—3°C。所以，近十年来，对海水和大气中CO_2的交换研究较多。

海洋中CO_2的循环是一个极其复杂的过程。它与大气间的交换仅在海面进行，交换的方向主要决定于大气与海洋中CO_2的分压差。如海水中CO_2的分压大于大气中CO_2的分压，则CO_2从海水中逸出进入大气；如大气中CO_2的分压大于海水，则大气中的CO_2会溶入海水。对海水中CO_2的分压影响因素很多，如温度、盐度、植物的光合作用和呼吸作用以及pH值等等，但影响的主要因素是温度。如墨西哥湾流和黑潮暖流等，由低纬度向高纬度运动，海水受到冷却，CO_2的分压降低，吸收大气中的CO_2；寒流由高纬度向低纬度流动，海水受热释放出CO_2。大气与海水中CO_2交换的总趋势是：大气中的CO_2在高纬度进入海水，而在低纬度由海水向大气放出CO_2。

五、海水中CO_2的分布变化

海水中CO_2的分布变化，主要决定于海洋生物的活动，如植物的光合作用、生物的呼吸作用和有机物的分解等。随之决定了CO_2的分布有其显著的时空变化特点。海水表层CO_2的含量主要决定于大气中CO_2的分压。当海水与大气接触时，海水与大气中CO_2的分压要取得平衡。若大气中CO_2的分压增大，则海水中CO_2的含量也将增加，反之，将减少。在光合作用的水层，由于植物的光合作用而吸收了大量的CO_2，使这些水层CO_2含量显著下降。在光合作用以下的水层，由于有机物的分解，要吸收O_2放出CO_2，因此，CO_2含量增加；有机物越多，则CO_2含量增加越多；反之，增加亦少。

此外，CO_2具有周日变化和季节变化的特点。在一日之中，光合作用比较旺盛的时候是下午日没之前，CO_2含量降到最小值；在光合作用最弱的黎明前，含量最大。它的年变化，一般在海洋生物茂盛的夏季，其含量最小；冬季最大。

第五节　海水中的营养元素

一、概述

海洋中生物的生存，除了需要二氧化碳和氧气外，还需要多种元素作为其养料，如氢、氮、磷、硅、硫、钙等等，由以上这些元素构成生物体的蛋白质和细胞核，其中氢、氧等元素在海水中是大量存在的；碳、钙、硫等一类元素在海水中含量，相对地比较丰富，足够供应生物生长之用；而氮、磷、硅这类元素在海水中的含量，相对地比较少，但又是被生物摄取的最多。经实验证明：海水中氮、磷小到一定程度时，光合作用就要受到限制，海洋生物的进一步繁殖就要受到影响。对硅来说，虽非所有生物所必需，但对硅质生物却是非常必要的。所以，这些元素的含量多少，对海洋生物的生长与繁殖具有决定性作用，因此，我们称它们为"营养元素"或"生原要素"。它们的分布，明显地受到生物活动的影响，而与盐度值的大小几乎无关。为了区别那些与盐度之间具有不变比例的大量元素，营养元素又被称为"非保守元素"。非保守性是这类元素所具有的显著特征之一。

可是，海洋植物利用氮、磷、硅等三种元素，也不是它们的所有形式，一般只是利

用其无机化合物中可溶性的物质，如硝酸盐、磷酸盐、硅酸盐等。

海洋动物都以海洋植物作为自己的营养来源，而海洋植物需要的养分，又依赖于溶解在海水中的各种营养盐。所以，海洋生产力是与这些营养盐的存在密切联系的，它们是海洋生产力的基础。

二、海水中营养元素的存在形式

前面已经提到，海洋植物利用氮、磷、硅等三种元素，不是它们的所有形式，而仅是其中一部分。同时，各种营养元素的存在形式，由于条件改变，可由这一形式转化为另一形式。因此，了解各种营养元素在海水中的存在形式，是十分重要的。

（一）海水中氮的存在形式

海水中氮的化合物有两大类，一类是有机化合物，另一类是无机化合物。与海洋生命有直接关系的是无机氮。无机氮在海水中的存在形式有：铵盐、亚硝酸盐、硝酸盐和游离氮等四种。

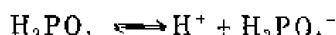
在海水中，游离氮的含量较少；铵氮是有机氮（蛋白质和氨基酸）分解的初步产物，其含量一般在0.4—4微克原子/升之间；亚硝酸氮是铵氮氧化到硝酸氮的中间产物，很不稳定，在海水中的含量较低，常趋于测不出的程度，很少超过2微克原子/升；硝酸氮是含氮化合物氧化的最终产物，也是海水中无机氮的主要存在形式，含量也最高，通常在0—40微克原子/升之间。

在硝酸氮和铵氮同时存在下，浮游植物优先吸收铵氮，但硝酸氮在海水中的含量最高，因此，它是浮游植物利用的主要形式。

（二）海水中磷的存在形式

磷在海水中的存在形式，主要有溶解状态的无机磷酸盐和无机与有机的悬浮体中的磷。通常浮游植物能吸收和利用的主要是溶解状态的无机磷酸盐。它在海水中存在形式有 PO_4^{3-}、HPO_4^{2-}、$H_2PO_4^-$ 等。

磷酸分子在水溶液中的电离：



$$H_3PO_4 \rightleftharpoons H^+ + H_2PO_4^-$$



$$H_2PO_4^- \rightleftharpoons H^+ + HPO_4^{2-}$$



$$HPO_4^{2-} \rightleftharpoons H^+ + PO_4^{3-}$$

由上可知，电离出各种形式的磷酸根离子的含量，都与氢离子浓度有关，也可以这样说，各种磷酸根离子间的比例同溶液中pH值的大小有关。例如，在天然水中，当pH值为7时，$H_2PO_4^-$ 占33.90%、HPO_4^{2-} 占66.10%；当pH值为9时，HPO_4^{2-} 占99.45%、$H_2PO_4^-$ 占0.51%、PO_4^{3-} 占0.04%。所以，在海水pH值范围内，磷酸根离子的主要形式是 HPO_4^{2-}。因此，无机磷酸盐在海水中的主要存在形式是 HPO_4^{2-}。经测定，在正常海水（$t = 20°C$、$Cl‰ = 19$、$pH = 8$）中，$HPO_4^{=}$ 占87%、PO_4^{3-}、$H_2PO_4^-$ 含量很小。海水中磷含量的变化幅度一般在0—2微克原子/升之间。

（三）海水中硅的存在形式

硅在海水中的存在形式，主要有可溶性硅和悬浮的二氧化硅。海水中大部分溶解硅以硅酸的形式存在，只有约5%的溶解硅以 $H_3SiO_4^-$ 形式而存在。

三、海洋中营养盐的分布变化

海水中营养盐，主要来自大陆径流，据估计，每年由河水带进的磷占海水中含磷量的十万分之一；海水中硅酸盐主要决定于河流带进海洋的悬浮矿物的量。大气降水使海水中营养盐得到一定的补充，据估计，每平方米的海面，雨水每年带进 28 毫克的 NO_3-N和56—240毫克的 NH_4-N。在生物代谢过程中产生的排泄物和生物死亡后尸体的分解将所含的有机物转变为无机物而释放到海水中。海水的垂直混合，将海底沉积物中的营养盐带到海水上层，使海水中营养盐的含量得到增加。海水中营养盐除了通过上述的过程不断得到补充外，还由于海洋生物的繁殖生长，需要摄取大量的营养盐，使海水中的营养盐不断下降，在海洋生物大量繁殖的季节，表层海水营养盐的含量降到很低的程度，有时甚至测不出。

海水中营养盐的分布变化与它的补充和消耗是分不开的，即它的含量变化主要与生物的活动、大陆径流、海水运动等因素有关。由于这些因素的变化比较复杂，在不同时间、不同地点其变化是不一致的，因此，决定了海水中营养盐的含量，有其明显的时间、空间变化的特征。另外，由于海洋生物对营养盐，特别对磷和氮的吸收是按一定比例的，而在有机体的分解过程中，也是按一定比例再生的。因此，海水中各种营养盐的分布变化规律是很相似的。

（一）平面分布

营养盐的平面分布，一般是沿岸高于外海。如长江口、杭州湾，磷、硅的含量分别为 1—1.3、10—60微克原子/升；而外海分别为0.16—0.65、11—21微克原子/升。其它海区的分布趋势，亦基本相似。

（二）垂直分布

营养盐特别是磷和氮，它们在海水中的分布趋势很相似，均具有以下特征：在光合层内，由于植物的吸收，磷、氮的含量最低，甚至下降到零；在500—800米水层，由于有机物和生物尸体的分解，磷、氮含量急剧增加，在 800—1000 米处出现最大值；在此深度上有机物基本分解完全，在此深度以下一般变化不大（见图 4-4，4-5，4-6，世界大洋营养盐的垂直分布）。

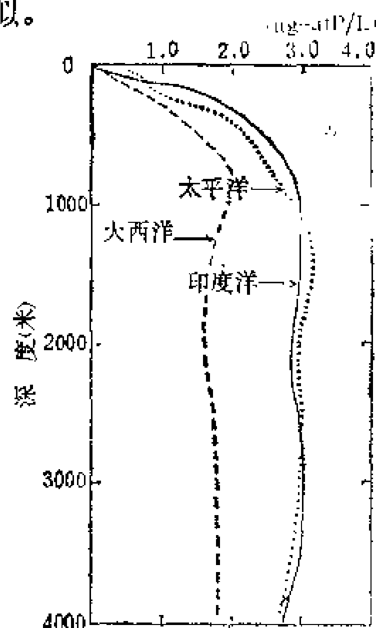


图4-4 世界大洋磷酸盐的垂直分布

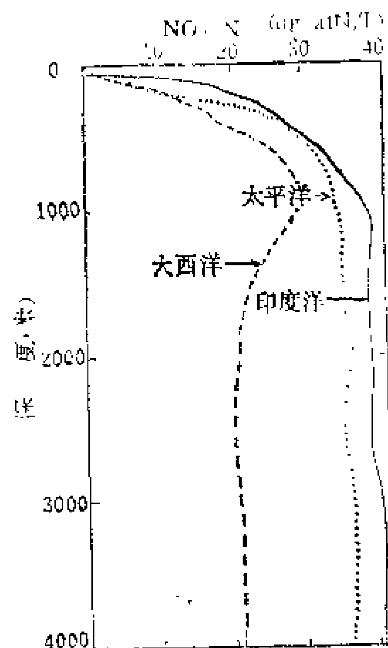


图4-5 世界大洋硝酸盐的垂直分布

由图4-6可知，硅酸盐在海水中的垂直分布与磷酸盐和硝酸盐稍有差异，其

含量随深度而增加。

对近海，冬季由于水浅，再加上海水垂直混合比较剧烈，营养盐的垂直分布常呈均匀状态；夏季由于跃层形成，常出现分层现象（见图4-7、4-8）。

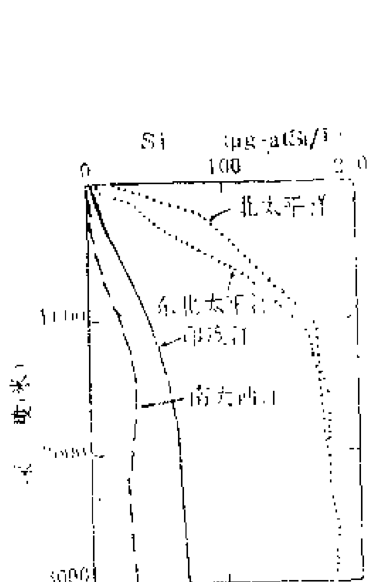


图4-6 世界大洋硅酸盐的垂直分布

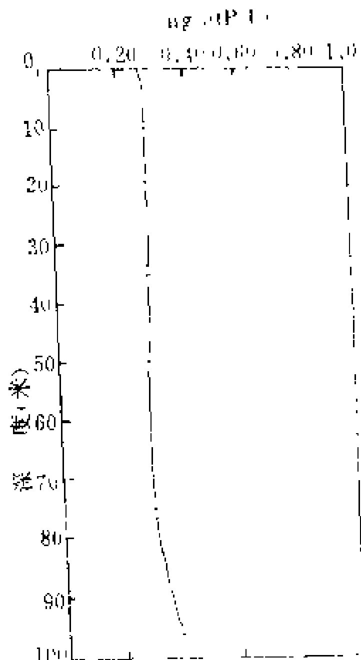


图4-7 东海某站冬季磷酸盐的垂直分布

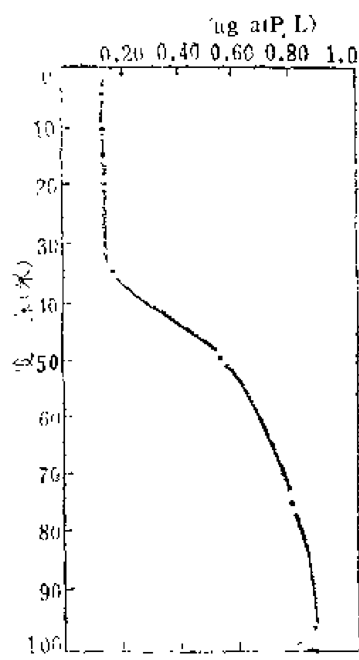


图4-8 东海某站夏季磷酸盐的垂直分布

（三） 营养盐的季节变化

海水中营养盐的变化，与生物活动和海水运动密切联系着。生物活动随着季节的变化而变化；海水运动也有季节交替。因此，海水中营养盐的分布，特别是近海，有其明显的季节性。一般情况是：冬季前后营养盐含量较高、夏季前后含量较低。

在春季，由于气候和光照条件适宜浮游生物的繁殖，此时要消耗营养盐，同时生物繁殖主要在光合层中进行，因此，海水的表层和近表层的营养盐的含量开始下降，夏季浮游生物的繁殖达到旺盛时期，要消耗大量的营养盐，此时下降到最低限度，甚至完全消耗尽。从磷、氮完全耗尽起，植物的进一步生长就停止，同时，部分生物尸体和排泄物等逐渐下降或沉入海底，当这些有机物分解时，营养盐重新进入海水，秋季海水垂直对流开始加剧，把海底的营养盐又送至表层，这时，表层的营养盐又开始增加，到冬季，又达到最大。英吉利海峡是一个典型的例子。

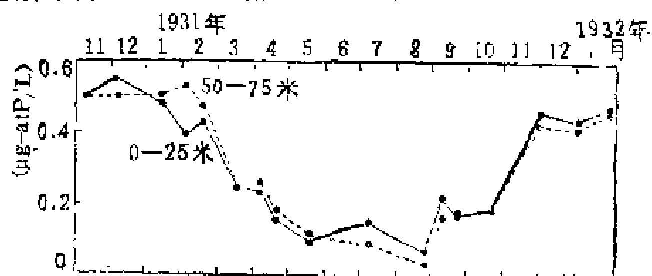


图4-9 英吉利海峡海水磷酸盐季节变化

对河口海区，营养盐的季节变化还要受到大陆径流的影响。如南海的粤东沿岸，在夏季受淡水的影响较大，出现夏季营养盐的含量不仅没有降低，而且有时还高于冬季的现象，形成夏、冬两个高峰的变化趋势。

复习思考题

1. 为什么说海水是一个复杂体系？其化学成分通常分为那几类？
2. 海水主要成分在含量上有何重要特征？它在海洋学上有何重要意义？
3. 试述海水的溶解氧、溶解氧的饱和含量、溶解氧的饱和度。
4. 试述影响海水中溶解氧含量的主要因素。
5. 试述海水中溶解氧的分布变化。
6. 什么是二氧化碳系统？它有哪几个主要平衡过程？
7. 试述海水中 pH 值的分布变化及其影响因素。
8. 什么是海水的总碱度？什么是碱氯系数？
9. 试述海水中 CO_2 的分布变化及其主要影响因素。
10. 海水中主要营养元素N、P、Si以哪些形式存在？
11. 试述海水中营养盐的分布和变化。

第五章 海水温度、盐度、密度的分布和变化

第一节 海水温度的分布和变化

一、影响水温分布和变化的因素

海水不断地从各方面获得热量，使水温增高；又以各种形式向外发散热量，使水温降低，这两种相反的过程，在海洋中不断进行。这种对立统一的关系，就是海洋中的热平衡，它决定着海洋的热状况。

海洋中增温的因素是多方面的，有太阳辐射（包括直达辐射和散射辐射）、大气回辐射、由空气传导对流吸收到的热量、暖性的降水和大陆径流、海面水汽的凝结、地球内部向海水输送的热量、海水中化学过程所放出的热量、海水动能所转变的热量等。减温的因素有海面向外的长波辐射、蒸发以及与冷空气的湍流热交换等。在一年中的不同时期，海洋中的热量收支是不平衡的。但是整个海洋的年平均温度几乎没有变化，所以可以认为，海洋中的热量收支大体上平衡。

（一）增温因素

1．太阳辐射　地球被一层很厚的大气包围着。当太阳辐射通过这层大气时，一部分辐射为大气中的水汽和二氧化碳吸收，另一部分则因空气分子及微尘而散射。因此，到达海面的辐射能便要减弱。被散射的辐射能中，有一部分仍可到达海面，因此，到达海面的辐射将分成两部分：一部分直接来自太阳，一部分为天空所散射的辐射。前者称直达辐射，后者称散射辐射，两者合称为太阳的总辐射。因为这两部分都是短波，所以又称为短波辐射。

（1）到达海面的太阳总辐射能是太阳辐射通过直达辐射和散射两种方式到达海面的，由于辐射的方式不同，其通过大气层的变化情况也不同。在量值上，直达辐射比散射辐射大很多，而且直达辐射通过大气层的衰减也很有规律。至于散射辐射，它的变化过程比较复杂，而量值又较小，这里不特别讨论它，只讨论直达辐射的情形。

到达海面的直达辐射，主要取决于太阳高度（太阳光线与某地水平面之交角），大气对辐射的吸收作用和云量的影响。

在大气上界（或没有大气时的海面），射达垂直于太阳光线，在单位面积、单位时间内的太阳辐射能称为太阳常数。这个量值与日地间的距离有关，其平均量值为1.9卡/厘米^2·分。通过大气层后，射达海面的辐射能便将减弱，其减弱的规律可用公式：

$$I = I_0 e^{-KM} \qquad (5-1)$$

来表示。其中 I 为1分钟内射达垂直于太阳光线1平方厘米海面上的太阳光能；I_0 为太阳常数；K 为与大气的浑浊程度有关的一个因子，叫减弱系数；M 为大气质量。由式(5-1)可看出，通过大气的太阳辐射能按指数规律减弱；M 值越大，减弱便越多，这是因为太阳光线通过大气路程增加的缘故；同时，大气越浑浊，射达海面的辐射能便越

小。

对于任一不与太阳光线垂直的平面上的太阳辐射能，可用下式：

$$I_h = I\sin h \qquad (5-2)$$

表示，称为朗伯定律。式中 I_h 为投射于与太阳光线成 h 交角的平面上一平方厘米，一分钟内的太阳光能。当h取90°时，I_h 的量值等于I。由式（5-2）可以看出，随着太阳高度的加大，太阳辐射强度便增加。每天中午，太阳高度值大，因而在一天当中，太阳辐射能以中午为最强。同理，在一年当中，太阳辐射能以夏季为最强。将上述太阳辐射能，加上散射辐射，便得到射达海面的太阳总辐射。

观测指出，在碧空无云的条件下，射达海面的太阳总辐射能，只相当于无大气时射达海面太阳辐射能的80％左右，也就是说，有20％左右的辐射能为大气所损耗。

云对太阳总辐射的影响比较复杂，它不仅取决于云量，并与云状，云高和云的分布等有关。到目前为止，在讨论云与太阳总辐射的关系时，还不能把它的各方面影响都考虑在内，只是根据观测的数据，得出一些总辐射与云量的经验关系式，其中最常用的为：

$$Q_s = Q_{s0}(1 - fC) \qquad (5-3)$$

式中Q_s为有云时的太阳总辐射热能，Q_{s0}为碧空无云时的太阳总辐射热能，C 为云量，f 为云对总辐射的减弱系数，它是纬度的函数。根据哈乌尔维次的资料，f 之值在0.037—0.076之间。

式（5-3）表明，当云量增加时，总辐射能线性地减弱。但近年来许多观测指出，这种线性关系包含了较大的误差，如果把这种关系视为平方关系，便与实际较为符合。由此可见，云对太阳总辐射的影响是十分重要的。

到达海面的太阳总辐射能，并不完全透入海中，有一部分因海面的反射而损失，这种损失之量，与太阳高度和海面状况有关。表5-1为晴天各种不同太阳高度下，平滑海面所反射的太阳总辐射能的百分数。

表5-1　在晴天各种不同太阳高度下、平滑海面所反射的太阳辐射能的百分数

太阳高度(h)	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90
因反射而损失的百分数	40	25	12	6	4	3	3	3	3	3

当海面有波浪出现时，左表并不适用。在这种情况下，当太阳高度很小时，总辐射能在海面因反射而损失的百分数增大；这一情况，对高纬度来说，尤为重要。到达海面的太阳总辐射能，减去因海面反射而损失的部分，便得到透入海中的辐射能。这部分辐射能，对海洋温度状况有极大影响。

（2）　海水中所吸收的太阳总辐射能：如前所述，到达海面的太阳总辐射能，一小部分因海面反射而损失，大部分则透入海中，透入海中的能量，因海水和其中的杂质的吸收和散射而不断衰减，其衰减的规律基本上指数地向下递减。

海中辐射能的衰减情况，与海水的洁净程度有关。在最干净的大洋水中，62.3％的入射能在表层1米内被吸收了，而在沿岸海水中，表层1米内所吸收的能量达77.2％。在表层10米之内，最干净的大洋水所吸收的能量为83.9％，沿岸海水所吸收之量则高达99.6％。由此可见，大部分的入射能，在海水的表层内，即被吸收，特别是在沿岸海水

中，情况更为突出。如果没有其他作用发生，那末，在海面与深度1米之间，海水的温度将急速上升。这对某些海区的温度垂直分布有很大的影响。

（3）月总辐射和年总辐射：太阳总辐射在一月和一年之内的总量，对水温的分布和变化，有着极大的影响，为了叙述得更加清楚，只选用6月和12月这两个月的月总辐射随纬度变化的曲线图5-1。从图中可看出：

①除赤道外，在北半球的所有纬度上，6月的月总辐射能均较12月为大，并且它们之间的差值随纬度的增高而加大，也就是月总辐射能的年变化幅度，高纬要比低纬大。

②在不同的月份，月总辐射量随纬度的变化差别很大。6月赤道和高纬地区其量值几乎相等，但12月，高于70°N的地区月总辐射能为零，随着纬度降低，月总辐射能迅速增加。

上述特点，主要受制于太阳高度和日照时间两个因素。6月，北半球太阳高度随纬度增高而变小（回归线以北地区），日照时间则随纬度增高而变长，两者对月总辐射能的影响，作用是相反的。12月，太阳高度和日照时间随纬度均变小，其作用都使月总辐射能随纬度减小，因而，月总辐射能的径向梯度，冬季远大于夏季。同样，对赤道地区，太阳高度和日照时间全年变化不大，而高纬度地区除太阳高度冬夏有变化外，且日照时间也不同，夏半年昼长于夜，而冬半年则夜长于昼，于是，月总辐射能的年变化高纬远大于低纬。

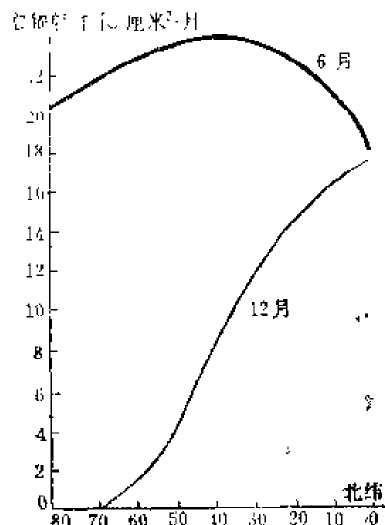


图5-1　月总辐射随纬度的变化

年总辐射一般具有带状分布特征，并随纬度的减低而增加；不过在赤道附近的低纬度，总辐射由于云量的增高反而显著减小。年最高总辐射位于副热带地区，见图5-2。

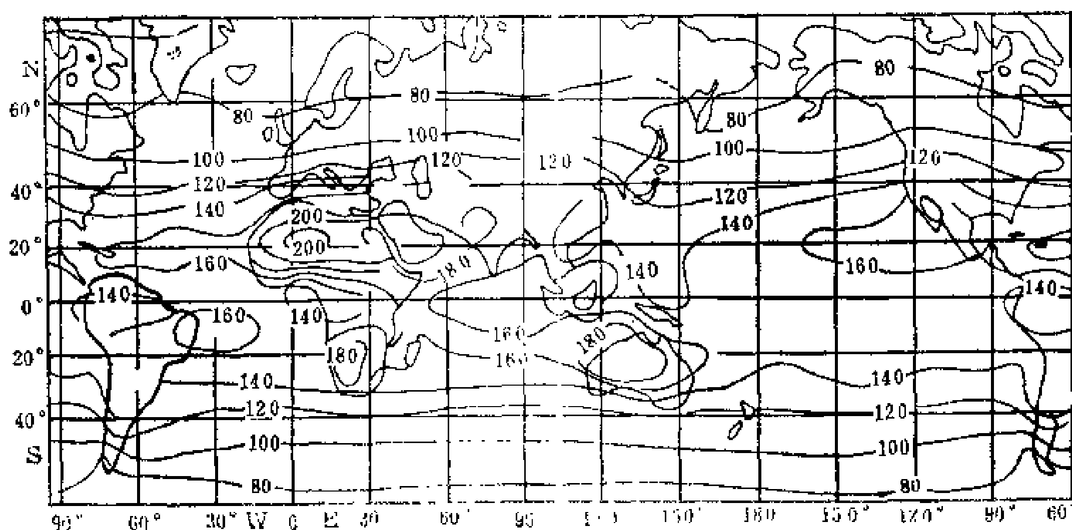


图5-2　太阳全年总辐射分布（千卡/厘米²·年）

大洋表面温度的分布变化，在许多方面反映了上述月总辐射和年总辐射的特点。如

表面温度夏季普遍高于冬季；温度的径向梯度冬季较夏季为大；温度随纬度的增高而递减等，但两者之间，也有不尽相符之处，如夏季月总辐射随纬度变化很小，最高值位于副热带地区，而此时温度随纬度的变化仍然很大，赤道地区的温度显著地高于高纬地区，极值亦位于赤道附近。如果我们把云的影响，冰对辐射能的反射，以及融冰效应等因子考虑在内，上述差异便可说明。

2．*大气回辐射* 温度高于绝对零度的任何物体，都要向外放射辐射能。根据波尔兹曼定律，绝对黑体辐射能，与物体表面的绝对温度的4次方成正比。海面也向外辐射能量，因为海面近似于绝对黑体，所以海面辐射热能（Q_e）与海面绝对水温（T_w）的关系，可以表示为

$$Q_e = \sigma T_w^4 \quad (5\text{-}4)$$

式中σ是个有量纲的常数，称为波尔兹曼常数。由于海水的温度较低，很少超过30°C，其辐射波长在3×10^{-6}—80×10^{-6}米之间，所以海面放射的辐射是长波辐射。

海面辐射大部分为大气（主要是大气中的水汽）所吸收。大气吸收了这种辐射能之后，使温度增高，同时，也向外界辐射长波辐射，其中的一部分进入太空，另一部分反回海面。反回海面的这一部分辐射能称大气回辐射热能(Q_a)可以用下式表示：

$$Q_a = F\sigma T_a^4 \quad (5\text{-}5)$$

中 T_a是近水面空气层的绝对气温。F是个由0—1的大气辐射特性系数。绝对透明的物体，$F=0$；绝对黑体$F=1$。大气不是绝对黑体，因此，F小于1，其量值大小主要决定于大气中的水汽含量。水汽量越多，F值越接近于1。此外，大气的回辐射特性还与云有关，云量越多，云层越低，大气的回辐射能力也越强。

3．*从地球内部来的热量* 地壳的温度，随着离地面距离的增加而增加。据估计，由海底进入海水中的热量为50—80卡/厘米^2·年，不及辐射能的千分之一（海洋平均深度为3800米），全年使水温平均增加十万分之一到十万分之二度。这种作用，只有在较孤立的，海水运动较弱的海盆中，才能观测到。例如在日本海盆和菲律宾海沟中，均发现在底层有温度稍稍上升的现象(表5-2，表5-3)，其原因除第三章所述的绝热变化使海水的温度向海底增温外，显然与从地球内部来的热量有关。

表5-2 菲律宾海沟温度随深度的分布

深度(米)	0	25	50	100	150	200	400	600	800	1000	1500
温度(°C)	28.80	28.50	28.80	25.90	20.58	15.15	8.50	6.48	5.35	4.45	3.18
深度(米)	2000	3000	3500	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10035	
温度(°C)	2.25	1.64	1.58	1.60	1.78	1.86	2.01	2.15	2.31	2.48	

4．*海洋内部的热交换* 海洋内部的热交换是通过以下各个过程实现的：涡动混合、对流混合、分子混合以及水平与垂直的海流运输。

涡动混合是由动力因子(风、浪、流等)造成的。涡动混合一年四季发生，而且在水

表5-3 日本海盆深层水温分布

深度(米)	1000	1500	2000	3000	3800
温度(°C)	0.12	0.13	0.16	0.21	0.26

平方向和垂直方向都发生作用。其对海水热量传递的大小，视海水温度的空间分布及混合强度而定。一般说来，水平方向的混合强度比垂直方向的大很多，但水平温度梯度远小于垂直温度梯度。相形之下，垂直方向的涡动混合所引起的热交换作用要比水平方向的大，它是使热量在垂直方向重新分布的主要因素。如果以Q_w表示单位时间内通过某深度单位面积上的热能，则其与海水的垂直涡动导热系数A(代表混合强度）及垂直温度梯度$\frac{dT_w}{dZ}$的关系可以写成：

$$Q_w = -A\frac{dT_w}{dZ} \tag{5-6}$$

由于风浪的作用源于海面，而且主要的热量收支也是发生于海面，海洋上层温度随深度的变化较下层大，因此，Q_w的量值一般随深度的增大而减小，可见海面附近薄层内的垂直涡动对海水温度的分布和变化有特别重要的意义。

由上所述，只要存在垂直温度梯度，在动力因素作用下，就必然产生垂直方向的热量交换，交换的大小决定于混合的强弱及垂直温度梯度的大小，其热量运输的方向则由温度的垂直分布决定。当上层水温高于下层水温时，热量向下输送，反之向上。热量的上下交换，必然引起水温在垂直方向的重新分布，亦即使各层的水温发生变化。由动力因素引起的这种水温变化有时十分强烈，即使海水层化(水温的分层现象)很显著，一场大风过去，可以使上层温度基本一致，表面水温可以降低好几度。对于浅海来说，一场大风就能使混合直达海底。

对流混合完全由重力作用所产生的，当海水上层密度大于下层时便发生对流。因此，对流混合一般只能发生在天气由热变冷的季节(秋冬季)。这种对流混合的结果，使下面的热量向上运输，因而使下层海水的温度降低，上下层的温度趋于一致。对流混合与垂直涡动相比，就其改变水温的程度来说，是要小得多。在降温时期，由于存在对流，也有助于涡动混合的增强。在共同作用下，可以使热量交换传至较大的深度。因为热量交换一般是随深度递减的，到水温不随深度变化或海水不发生上下运动的深处，垂直热交换便不存在了。

分子混合是由分子热运动引起的，其作用甚微，一般不予以考虑。

水平海流运送的热量是很可观的。单位时间内，通过与流向垂直的单位面积的水平热量，决定于水平流速的大小和水温的高低。流速越大，水温越高，输送的热量就越大。其作用是通过海洋热平流来实现的。所谓海洋热平流是指在给定的区域内，通过与海流流向垂直的两个界面上水平输送的热量之差。只要存在热量差，在这两个界面之间的区域，就要发生热效应。如果有第一个界面进入的水平热通量比由第二个界面流出的水平热通量大，则为暖平流，若不考虑垂直方向的热交换，此时该区域内海水将增温；反

之，进入的热通量比流出的热通量为小，则称冷平流，此时该区域海水将降温。如果考虑该区域内垂直方向的热交换，则在热平流的作用下，其中一部分热量还可以转化为垂直热通量，通过海面与大气进行热交换，因而对海上气候发生影响。

近年来科学调查表明，海洋中水平方向的热量输送对整个地球上的热输送量是起决定作用的，但从另一个角度来看，如果在海流作用下，通过两个界面的水平热通量相等，在这种情况下，不管海流输送的热量本身多么巨大（水温高，流速大），也不会由此引起该区域水温的变化，亦即对该区域不产生热效应，因而对海水热状况及气候不发生影响。水平热通量本身只能体现水温高低和流速的大小，不能改变海洋热状况与气候，它与热平流量是有区别的，两者不能混为一谈。

由此可见，在海流作用下，影响海洋热状况及气候的前提是存在水平热通量差。如果不考虑水平流速的变化，海洋热平流能应与海流的水平温度梯度 $\frac{dT_w}{dL}$ 成正比，即

$$Q_A = -c_p \rho u \frac{dT_w}{dL} \tag{5-7}$$

式中，c_p 和 ρ 分别为海水的定压比热和密度，u 是流速，Q_A 表示某一水层的热平流能。Q_A 的量值决定于流速和水平温度梯度的大小。热平流的性质则由温度梯度的方向决定。Q_A 为正是暖平流，反之为冷平流。若考虑整个水层的热平流量，可以将上式对深度进行积分。由于大洋上水温大多是呈带状分布，等温线大体与纬度平行，因此，海流作用下的热量交换沿径向最为显著。

垂直环流（升降流）使热量进行垂直方向的运输，运输之量亦视垂直流速及水温垂直分布而定。因为在世界大洋中，具有较强升降流的海区并不普遍，且其形成的热交换量与主要的热量要素相比也较小，一般不特别讨论它。

5. **其它因素** 由风所产生的热能估计约为辐射热的万分之一。潮能转变成的热能可能要大些，主要发生在潮流显著的浅海。根据计算，由星体供给地球的热量一分钟内不到1/10卡；化学过程、海面水汽凝结和海面降水所提供的热量也是十分微小的，至于大陆径流，它在河流多的河口海区，影响较大。因此，从整个海洋来说，增温因素主要是太阳辐射。

（二）减温因素

1. **海面有效回辐射** 射达海面的大气回辐射，几乎全部被海水吸收。因为海水表层对长波的吸收能力很强，所以在表面几分之一厘米的薄层内，便吸收了其中的绝大部分。由此可见，大气和海洋进行着长波辐射热交换，其净辐射能应是海面辐射与大气回辐射之差。由于大气辐射特性系数始终小于1，而且大洋上海面水温与气温相差不大，因此，海面辐射能总是比大气回辐射能大一些，辐射热交换的结果，海洋失去热量。为此，特地称海面辐射与大气回辐射之差为海面的有效回辐射热能，以Q_b表示。

大洋上的有效回辐射热能主要取决于海面水温，大气中的水汽含量和云的特性。图5-8表示天空无云时，海面有效回辐射热能同海面水温和近水面空气层中的相对湿度之间的关系。从图中可以看出，当相对湿度一定时，海面的有效回辐射热能随着水温的升高而减低。这是因为在海洋里，当水温升高时，气温也要相应地升高，致使近水面空气层中的水汽量也随之增多。在这种情况下，大气回辐射增加得比海面辐射快，因

此，在同一相对湿度下，温度越高，大气中水汽含量便越多，有效回辐射因之减小。在近岸海区，情况和大洋上类似，但由于存在较大的水、气温差，对有效回辐射的量值略有影响。当天空有云时，由于大气对回辐射增大，有效回辐射便减小。

2. 海面蒸发

(1) 蒸发现象：蒸发是指水分子变为水汽的过程。由于分子热运动的结果，每一时刻，都有许多动能最大的水分子离开海面，同时，又有许多水汽分子投入海中，当前一过程占优势时，便产生蒸发，而当后一过程占优势时，便产生凝结。当离开海面的水分子与投入海中的水汽分子相等时，出现所谓"动态平衡"。

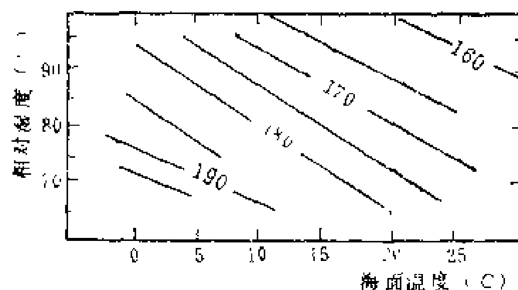


图5-3 海面有效回辐射热能随海面温度和相对湿度的变化

蒸发的结果，使海水分子的平均动能减小，因而表面水温降低；这就是说，蒸发要消耗热量。海水的蒸发热随表面温度的改变略有不同，近似地可视为常数，其值约为600卡/克。这是一个很大的数字，由此可知，海面因蒸发而消耗的热量是相当可观的。根据计算，平均而论：在大洋中，由于辐射过程所积累的剩余热量，约有10%以传导的方式放到大气中，而其余的90%，则用于蒸发。因此，对于海洋中温度的分布和变化，蒸发过程是起着重要的作用。

(2) 影响蒸发的因子：蒸发和凝结现象既然是水分子和水汽分子存在动能差异所引起的相变过程，那么，在紧邻水面的水汽量就容易通过交换达到动态平衡。也就是说，水汽量达到饱和状态，如果海上低层空气中的水汽含量较紧邻水面的为小，这时在空气中就要发生水汽量的交换，交换的结果，水汽量向上运输，海面的平衡条件因而破坏，为了维持平衡，水分子将不断给予补充，于是海面蒸发得以继续进行。由此可见，在海面的垂直方向上存在水汽量差(或者说水汽压差)是维持蒸发(或凝结)的先决条件。

但是，空气中的水汽含量与温度有密切关系。温度越高，空气中能包含的水汽量也越多；相反地，温度越低，空气中能包含的水汽量越少。由于紧邻水面的空气与水面紧密接触，因此，可以认为该处的空气总是与海面的水温相等。因而，在蒸发过程中，海面水温和海上低层空气的气温之差有着重要的影响。如果水温高于气温，那么，海面处的水汽含量总是较海上低层空气的水汽含量为大，此时蒸发作用便将发生；同时，在水温高于气温的情况下，空气发生热力对流，也有助于蒸发的进行。但是，不能得出这样的结论，认为水温越高，蒸发越强。应该这样说：水温高于气温越大(温差越大)时，蒸发越强。中纬和高纬海区，秋冬季蒸发最大原因是由于干冷季风吹过暖水面加强了蒸发。如果水温低于气温，此时可能出现两种情况：或者低层空气中的水汽量还未达到饱和，而且还比海面的水汽少，这时蒸发现象仍可发生。但冷却作用使低层空气变得稳定、低层空气中的水汽不断增加，蒸发作用便逐渐减弱，当低层空气中的水汽量增加到和海面的水汽量相等时，蒸发作用便将停止。或者海面的水汽含量较低层空气中的为小，从而导致水汽的凝结，此时海洋将从大气中得到热量，并且当气温下降，水汽达到饱和时，在海洋上空将有雾出现。

上面仅考虑水汽量差所引起的蒸发现象，称为物理蒸发。在海洋上，物理蒸发量是

极其微小的。风对海洋蒸发的作用相当大，它将低层空气中的大量水汽吹离蒸发区域，使海面蒸发得以迅速进行，同时，风使海面产生波浪，增加蒸发面，甚至当风使波浪破碎时，水分子可以直接进入空气中，从而加速蒸发的进行。考虑到风作用的蒸发，称为机械蒸发，它是海洋蒸发的主要形式，因此，在风速大的区域，蒸发作用往往较强。

根据以上所述，海洋的蒸发耗热能Q_e，可以用以下关系表示：

$$Q_e = -L\eta\frac{de}{dZ} \qquad (5\text{-}8)$$

式中 L 是蒸发热，η 叫蒸发系数，主要决定于风速。风可以带走水汽，改变温度差，促进交换过程，因此其作用远超过其他因素。$\frac{de}{dZ}$是海面与低层空气的水汽压梯度。由此可见，较大的水汽压梯度，只有当有风时，才能更好地起作用。

由于海面蒸发(主要是由风引起的机械蒸发)，使海水损失热量。设每平方厘米面积的海面，每天蒸发量 h 毫米，温度为 20°C 时，蒸发热约为 586 卡，则可以近似地计算出每分钟从每平方厘米面积上由于蒸发所消耗的热量为：$\frac{58.6h}{24\times60}=0.0407h$卡，海洋上每年平均蒸发量为 1500 毫米，占全球面积 71% 的海面，由于蒸发而消耗的热量是十分可观的。图 5-5 是每年海面因蒸发而消耗的热量。

(3) 蒸发的分布和变化：大洋中蒸发量，在不同纬度，年蒸发量显著不同，大体而论，赤道地区蒸发量较小，这是因为那里风速较小，而且相对湿度较大的缘故。在副热带和信风区蒸发量最大，因为那里是空气下沉区域，湿度很小，同时那里的风速又较大。最小蒸发量发生在极地海区。见图 5-4、5-5。

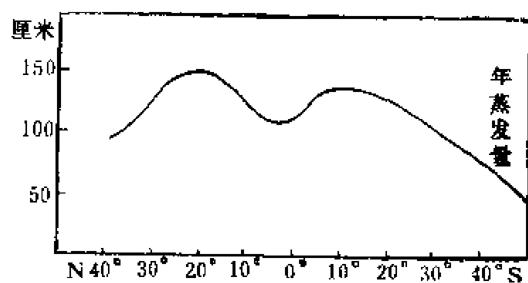


图5-4 世界大洋年平均蒸发量随纬度的分布

在一年当中秋末和冬初蒸发量最高，而最低值则发生在春末夏初。这与上述讨论蒸发现象时所得的结论相符。

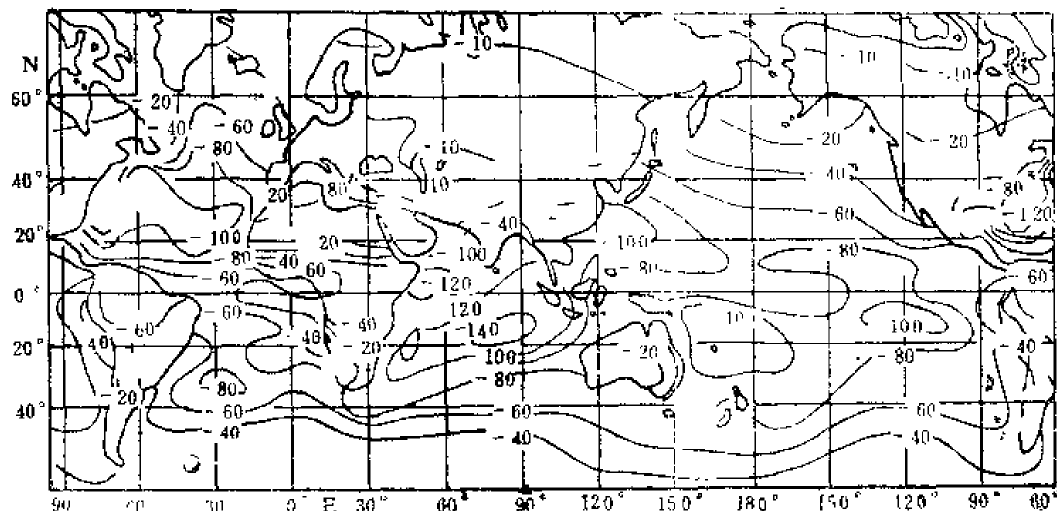


图5-5 海面因蒸发而消耗的热量(千卡/厘米²·年)

3．海洋和大气间的接触热量交换　海洋和大气热交换方式有传导、辐射和对流三种。任何不同温度的物体相互接触，都要通过传导作用产生热量交换。近水层空气与海面总是相互接触的，只要存在表面海水与低层空气的温度差，由高温向低温的接触传热作用就必然在进行着。如果没有其他外力的作用，当气温比水温高时，低层空气处于稳定状态，此时空气与海洋的接触热交换只借助分子热传导进行。这种传热作用是极微小的，一般不予考虑。当气温低于表面水温时，首先是在低层空气中产生热力对流，较冷空气不断下沉到海面，增加了接触机会，加速了热交换过程，而接触增温后的空气随之上升，就在大气低层产生对流热交换，使海水热量源源输向空气，与此同时，海面因传热给水面的空气，水温降低，从而使海水内部亦形成垂直对流，较暖的海水上升到海面，有利于接触热交换的进行。然而，在海洋中，纯粹借助对流的接触热交换也并不是主要的，当有其他外力（主要是风）作用时，海面空气总是处于复杂的涡动混合状态，因而大大加强了空气与海面的接触，使热交换迅速进行。在海洋中，由空气垂直涡动所引起的接触热交换，是主要的传热形式。因此，通常也称接触热交换为涡动热交换。

由此可见，海洋与大气的接触交换热能Q_h，主要决定于两个因素：低层空气到海面的垂直温度梯度$\frac{dt_a}{dZ}$和垂直涡动混合强度——空气的垂直涡动导热系数B，其关系为：

$$Q_h = -B\frac{\partial t_a}{\partial Z} \qquad (5\text{-}9)$$

空气的垂直涡动导热系量主要取决于海上风速，风速越大，混合越强，B值便越大，热交换量也就越加强。当气温高于水温时，只有动力在起作用，而当气温低于水温时，除动力因子外，还加上热力对流的作用。因此，当其他条件相同时，水温比气温高时的接触热交换要比气温高于水温时的接触热交换强一些，但这两种差别很有限。

在大洋上，由于年平均海面水温均较气温高一些，接触热交换的结果，是海洋向大气输送热量。在邻近大陆海区，因受陆地影响，一般夏半年气温高于水温，此时大气向海洋输热，冬半年水温高于气温，海洋又向大气输热，但就年平均而论，除个别强大寒流或冷水上升较显著的海区外，大部分海区仍然是由海洋向大气输送热量的（图5-6）。

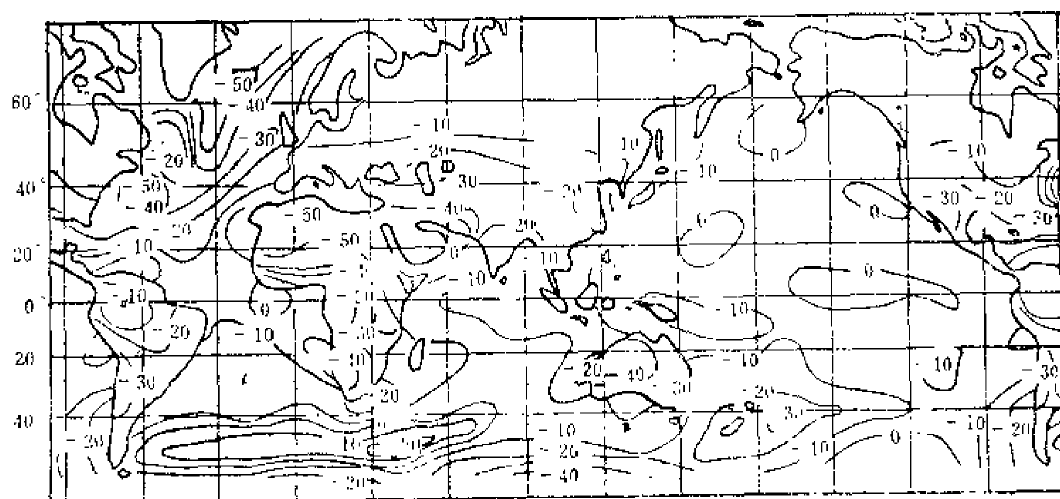


图5-6　海洋与大气之间的湍流热交换（千卡/厘米²·年）

上面已经说过，通过接触热交换的输热量比起蒸发耗热量来要小得多。因此，接触热交换在极地海区由于那里存在较大的水、气温差，对海洋热收支具有较大影响外，在其他海区(特别是低纬度海区)其作用一般较小。

（三）海洋热平衡方程

如前所述，海洋的温度状况取决于海洋的热收支情况。如果忽略那些微小的影响，也不考虑一些特殊情况，对于整个海洋来说，其热平衡关系为：

$$Q_s - Q_b - Q_h - Q_e = 0 \quad (5\text{-}10)$$

中式：Q_s——太阳总辐射热能；

Q_b——海面有效辐射热能；

Q_h——对流与传导方式输送给冷空气的热能；

Q_e——海面蒸发所需的热能。

根据计算，在北纬70°和南纬70°间，海洋平均热量千卡/(厘米²·年)收支如下：

$Q_s = 116.16$	$Q_b = 47.31$
	$Q_h = 6.83$
	$Q_e = 62.02$
116.16	$= 116.16$

由此证实了热量收支的平衡，也就是说，全年(尤其是多年)的平均温度是稳定的。这种关系通常称为海面的热平衡方程。

对于给定海区来说，由海面至某一深度Z的这一水层中的热量收支，首先决定于海面的热量交换；其次是取决于深度Z处的垂直涡动交换热能Q_w；在水平方向则决定于海洋热平流能Q_A。在所讨论的水层内，通过三方面的热量交换，经过某段时间后，水层内的热含量将会发生变化。如果用Q_t表示某段时间给定海区海水热能的改变量，那末它必然同上述几个交换热能构成平衡条件：

$$Q_s - Q_b - Q_e - Q_h \pm Q_w \pm Q_A = Q_t \quad (5\text{-}11)$$

这就是一般的海洋热平衡方程。如果方程左边各项之和大于零，Q_t为正，表示给定时间内该水层收入的热量较大，海水的热含量增加，水温因而升高，反之，如果方程左边之和小于零，Q_t为负，表示热支出大于热收入，海水热含量减小，水温随之降低。因此可见，Q_t是直接体现海洋温度变化的热量要素，可以用来解释给定区域水温变化的过程。在一年之中，任何地区的Q_t值应当有正有负，在正值的月份里，Q_t值的大小，是水温上升速度的标志；而在负值的月份里，Q_t的大小，则又是水温下降速度的标志。在Q_t为零的时刻，热量收支相等，水温保持不变，此时出现水温极值。以上讨论也适合于解释水温日变化的情况。就全年来说，Q_t的年总量应接近于零，亦就是说，年平均温度是稳定的。图5-7是某海区平均的Q_t与水温年变化的关系。

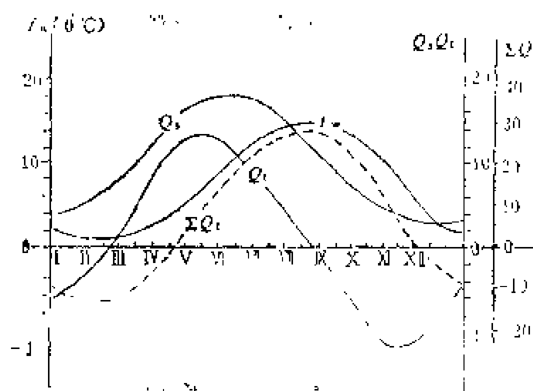


图5-7　水温及有关热量要素的年变化
Q_s——太阳总辐射热能 ΣQ_t——海水热能的改变量 t_w——水层的平均水温 ΣQ_t——Q_t的积累量

从图中可以看出，水层平均水温的年变化，与Q_t积累量的年变化十分一致。但是，必须指出，Q_t的大小，乃是表示水温变化的快慢，不能说明水温的高低，在讨论不同海区温度的差异时，不能认为Q_t大的海区，其水温比Q_t小的海区为高。这是因为Q_t所表示的仅仅是海水热能的改变量，不是海水热能本身。

上面所讨论的各种过程，发生在世界所有的海区，因此，具有普遍的意义。另一些热量要素不具有普遍性，它是某一些海区所特有的。例如，在高纬海区，必须考虑到结冰在热量交换过程中的作用。在具有较大淡水量的河口区域，大陆径流的影响也应加以考虑。在个别海区，海底的热传导作用在热交换中也有一定影响。总之，在考虑具体海区的温度状况时，在所有热量要素中应该有所选择，只将主要的热量要素引入热平衡方程中。

（四）影响中国近海水温分布变化的因素

我国沿海是一片广大的浅海，地处热、温两带，它受大陆气候与陆地水文的影响很大，水温变化极为复杂。中国近海表面水温的分布和变化主要取决于太阳辐射。蒸发和海流也是重要的因素。就东海来说，太阳辐射年总剩盈（太阳总辐射减去海面有效回辐射）平均约为70千卡/(厘米^2·年)。而全年蒸发失去的热量却比该值大，平均约为100千卡/(厘米^2·年)，加上全年与大气的热交换损失约10千卡/(厘米^2·年)，使东海全年需要有40千卡/(厘米^2·年)的热量补充，才能达到热量平衡。这部分热量由黑潮暖流带来，因此，要分析中国近海水温的分布和变化，除了需要遵循一些基本规律之外，更重要的是必须了解我国浅海水温分布与变化的特殊性。

影响中国海水温分布变化的主要因素，除太阳辐射外，还有：

1．黑潮　黑潮所携带的水量与热量相当可观。它来自太平洋热带水域，黑潮区的气候及海洋热状况的变化，通过黑潮水对中国海的热状况起重要作用。黑潮的消长盛衰对东海、黄海和南海东北部的水温分布变化影响很大。

2．冷水团　黄海冷水团是影响黄海水温分布变化的主要因素。冬季黄海的表层水强烈冷却，加上对流混合和涡动混合的作用，使上、下水层基本均匀一致。夏季表层水剧烈增温，加上夏季风力一般较小，涡动混合不发达，因此冬季留下的低温水闭一直保持在海水中、下层，变化较小。由于两种热性质不同的水团叠置，在潮汐和风浪的影响下，可同时使表层和底层的水温变化复杂化。

3．大陆径流　我国沿海北部有黄河，中部有长江、钱塘江，南部有珠江，据估计，若把黄河径流量铺盖于渤海海域，可以使海面增高1米左右。夏季长江水水温高于海水温度，其径流量可影响到东经128—129°海区。冬季长江水水温低于海水温度，在偏北风的作用下，径流入海后形成的低温、低盐水团又沿岸南下，一直影响到台湾海峡。因此，对于近岸河口海区来说，大陆径流也是一个影响水温的主要因素。

4．大风　在浅海，影响冬季水温的主要因素是大风，它带来干而冷的空气可以加速海水蒸发、对流和涡动混合，从而降低海水温度。如图5-8所示，北风风速越大、持续时间愈长，水温就降得越快。

5．潮汐、潮流　潮汐、潮流对水温的日变化有显著的影响，主要表现在两个方面：一方面是潮汐诱发起来的内波所形成的很大的水温日较差（有时达十几度），例如海水温度的变化中所例举的图5-38。另一方面，潮流引起的海水水平方向移动也使水温

产生日变化。对于潮汐、潮流现象显著的浅海，这是一个不能忽略的因素。

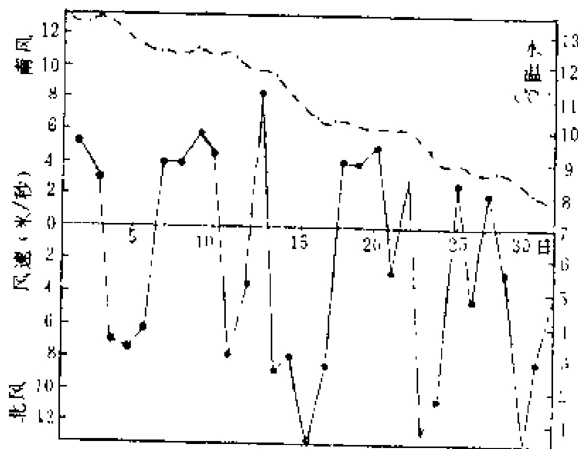


图5-8　某海区水温与风的关系

二、海水温度的分布

（一）大洋水温的分布

1．水温的水平分布　太平洋、印度洋、大西洋中，年平均表面水温以太平洋为最高（19.1°C）；印度洋次之（17.0°C）；大西洋最低（16.9°C）。太平洋、印度洋、大西洋的平均表面水温为17.66°C，比近地面年平均气温14.1°C高3°C多。

海洋中，年平均温度高于28°C的区域约为21.6百万平方千米，约占整个海洋面积的6%。表5-4列出了太平洋、印度洋、大西洋和其他海区年平均表面水温高于20°C和25°C的区域所占的面积。

表5-4　海洋中年平均温度高于20°C和25°C所占面积（百万平方千米）

平均温度	太平洋	印度洋	大西洋	其他海区	占整个海洋面积的百分比
大于25°C	66	28	18	14	35
大于20°C	96	38	41	16	53

由表5-4可知，年平均温度高于20°C的区域占整个海洋面积一半以上，而高于25°C的区域占三分之一以上。可见，海洋是很温暖的。

图5-9和5-10是大洋2月份和8月份表面水温分布图。从这些曲线中，可以找出大洋水温水平分布有下列规律：

（1）等温线的分布大体与纬度平行。低纬度（如赤道一带）的水温高，随着纬度的增加，水温逐渐降低。热带（纬度0°—30°）温度最高，达23°—27°C；温带（纬度30°—60°）其次，达16°—18°C；寒带（纬度60°—90°）最低，为－1°C（北冰洋最低，为－3°C）。平均纬度降低1°，表面水温升高0.3°C。由此可知，影响大洋水温分布变化的主要原因是太阳辐射。高纬度太阳辐射逐渐减弱，水温也随着降低。等温线的分布趋势与图5-2太阳全年总辐射分布极为相似。

（2）北半球表面水温较高，南半球表面水温较低　从表5-5中看出，北半球的年平均温度都比南半球同一纬度高2°C以上。由于北半球海陆分布阻碍了北冰洋冷水大量流入，在大西洋纬度60°处南北温度差达7°C。这种明显的差异，是由于北半球环流系统所引起的。

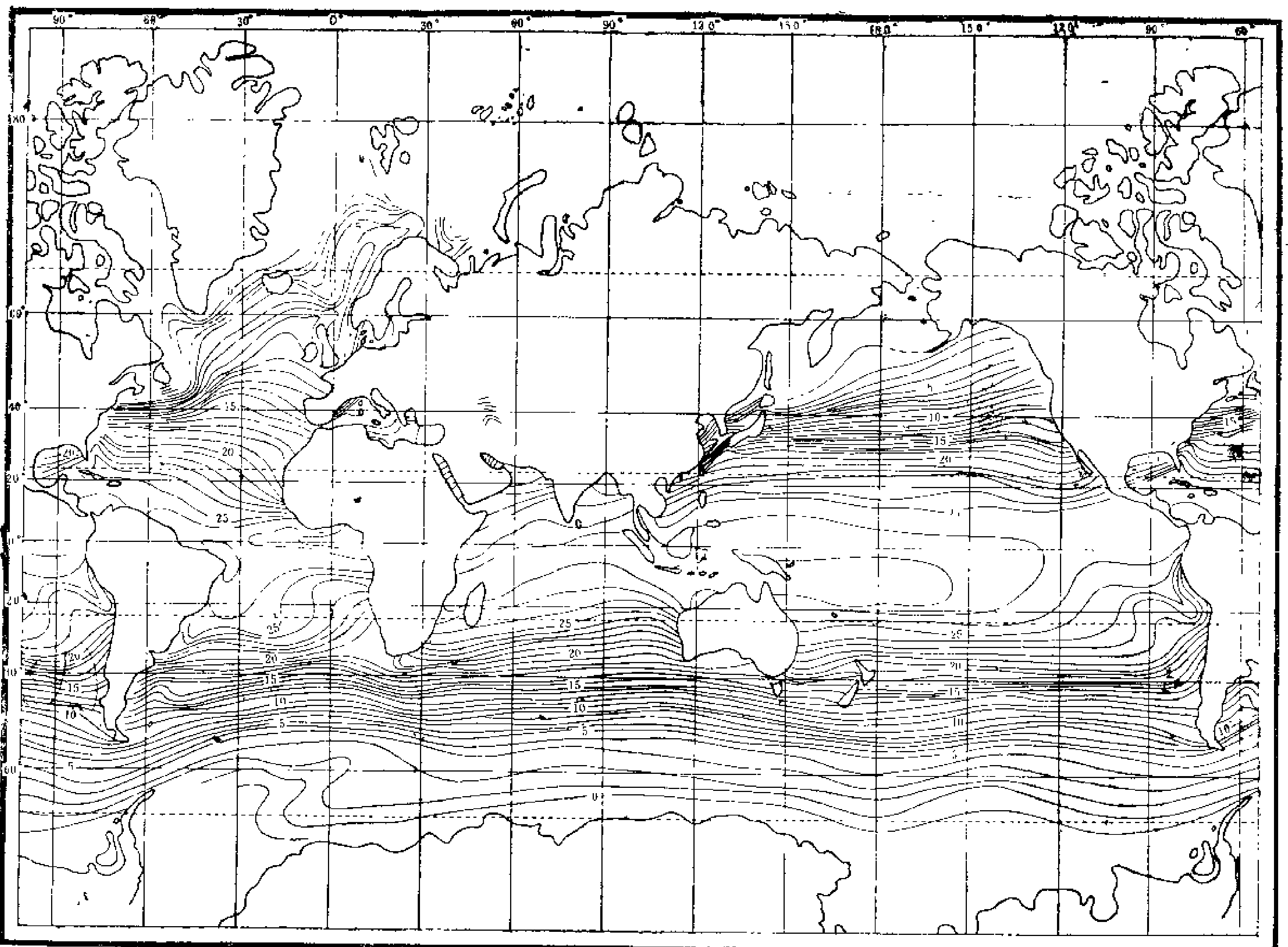


图5-9　世界大洋2月份表面水温分布

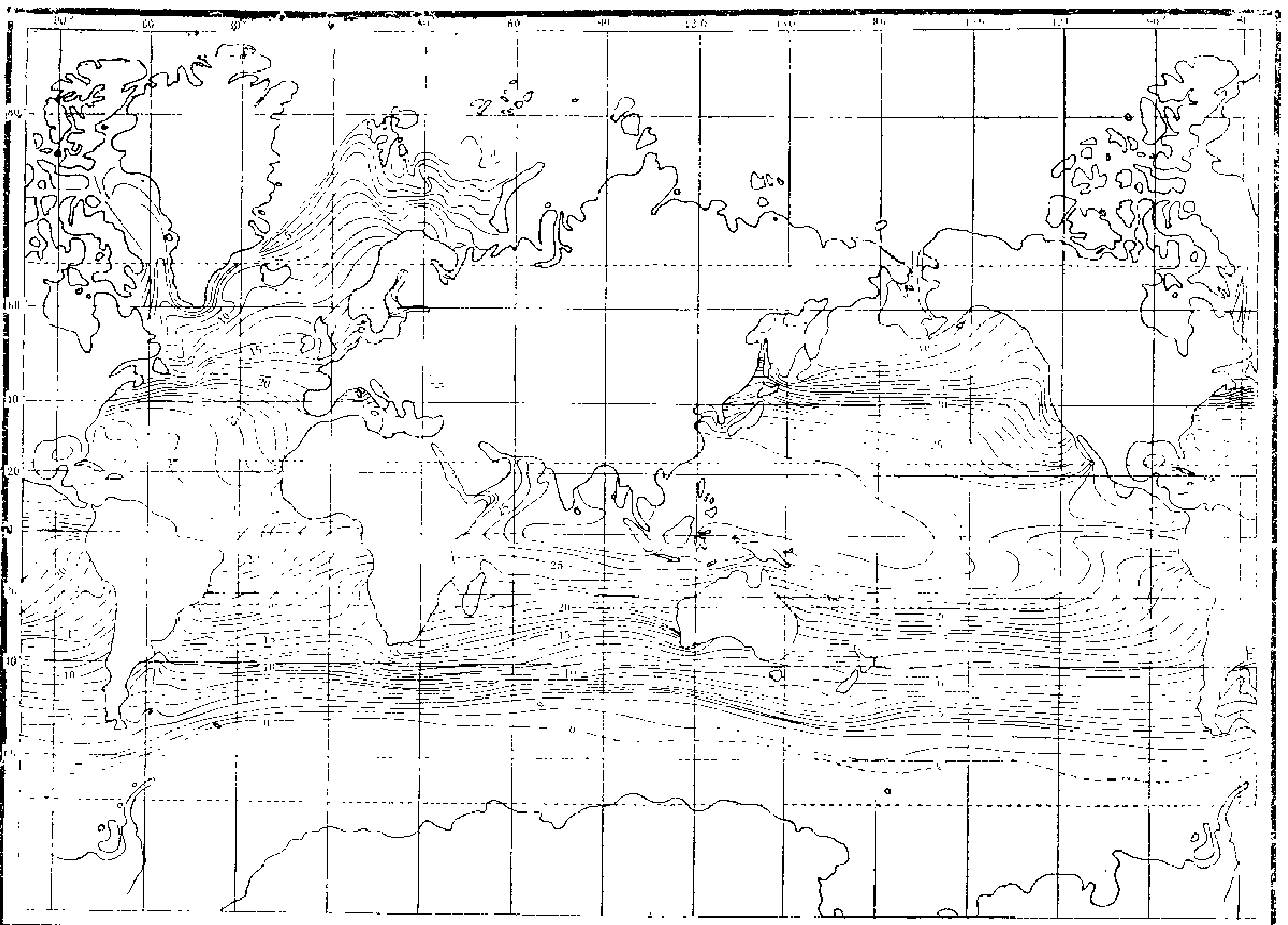


图5-10 世界大洋8月份表面水温分布

表5 5　太平洋、印度洋、大西洋表面年平均温度(°C)

纬度	北半球				南半球			
	大西洋	印度洋	太平洋	平均	大西洋	印度洋	太平洋	平均
0°—10°	26.6	27.9	27.2	27.3	25.2	27.4	26.0	26.4
10°—20°	25.8	27.2	26.4	26.5	23.1	25.9	25.1	25.1
20°—30°	24.1	26.1	23.4	23.7	21.1	22.5	21.5	21.7
30°—40°	20.4	—	18.6	18.4	16.8	17.0	17.0	17.0
40°—50°	13.4	—	10.0	11.0	8.6	8.7	11.2	9.8
50°—60°	8.7	—	5.7	8.1	1.8	1.6	5.0	3.0
60°—70°	5.6	—	—	2.1	(-1.3)	-1.5	-1.3	-1.4
70°—80°	—	—	—	-1.0	(-1.7)	-1.7	-1.7	-1.7
80°—90°	—	—	—	-1.7	—	—	—	—
	0°—90°				0°—80°			
	20.1	27.5	22.2	19.2	14.1	15.2	16.8	16.0

（3）南半球的等温线分布比北半球规则，大致与纬度平行，特别是在南半球的高纬海区，等温线几乎完全与纬度平行。这与水陆分布有关，北半球陆地面积大，分布比较复杂，所以等温线的分布也比较不规则。南半球几乎一片汪洋大海，所以等温线分布比较有规则。

（4）海流对等温线分布影响很大 凡是暖流经过的地方，水温也随着增加；相反，寒流经过的地方，水温必然降低。因此，在寒、暖流交汇处，等温度线特别密集。湾流与拉布拉多寒流之间，温度梯度最大。大西洋暖水与格陵兰寒流之间，太平洋黑潮与亲潮之间，梯度也很明显。这一边界叫做“极锋”(也叫交汇区)，它是两种不同海水辐合下沉的区域。

（5）在北半球，大西洋西部等温线密集，东部等温线稀疏。北纬35°以南、西部水温比东部高，北纬35°以北则相反。这一现象，大西洋特别显著。因为南、北两半球海流系统不同，在南半球没有这种情况出现。

（6）从图5-10可见，在非洲西南海岸，东北海岸、北美加利福尼亚和南美秘鲁海岸，都有低温中心出现，这是由于风产生的上升流所引起的。图5-9中，因为冬季季风方向与夏季季风正好相反，使上升流消失，促使北非沿岸的低温中心消失。

（7）夏季表面温度一般高于冬季，而冬季温度的经向梯度比夏季大得多，这与太阳高度和日照时间密切相关。

（8）大洋深层有性质十分均匀的深层水，温度的水平差异比较小。太平洋500米深处(图5-11)最高和最低温度相差10°C，而在3000米深处(图5-12)仅相差2°C。对照图5-9、5 10分析可知，大洋表层以下温度的水平分布与太阳辐射关系不大，而与那里的海流密切相关。

综上所述，可以得出如下结论：

①大洋表面水温的水平分布，主要取决于太阳辐射，海流和水陆分布三个因素。

②大洋深层水温的水平分布，主要受海流的影响。

③在有上升流的海区，上升流对水温的分布影响不能忽视。

2．水温的垂直分布 为了对大洋水温的主体结构有一个完整概念，我们再来观察其纵向水温结构。从几个径向断面图5-13、14、5-15中可看出：

（1）温度的垂直结构在大洋的上部和下部是截然不同的。在上部温度变化很快，而在下部则几乎没有变化。约从南纬45°至北纬15°，海水的垂直结构大体上可分成三层：

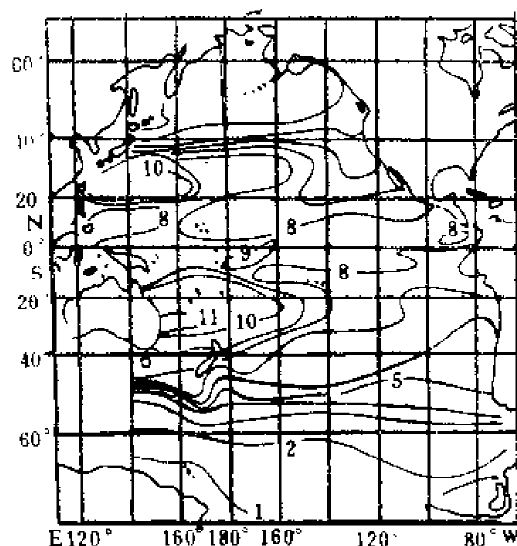


图5-11 太平洋500米深处水温分布

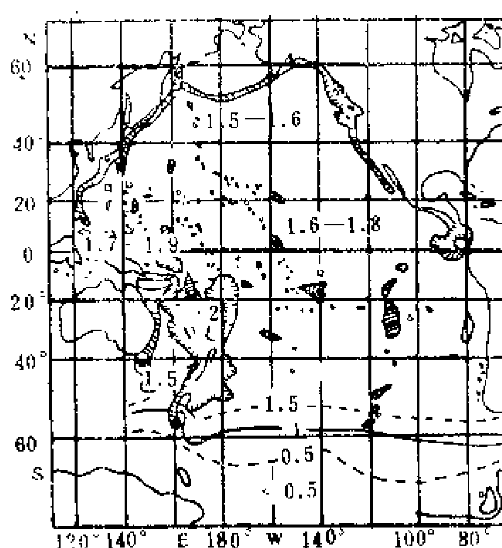


图5-12 太平洋3000米深处水温分布

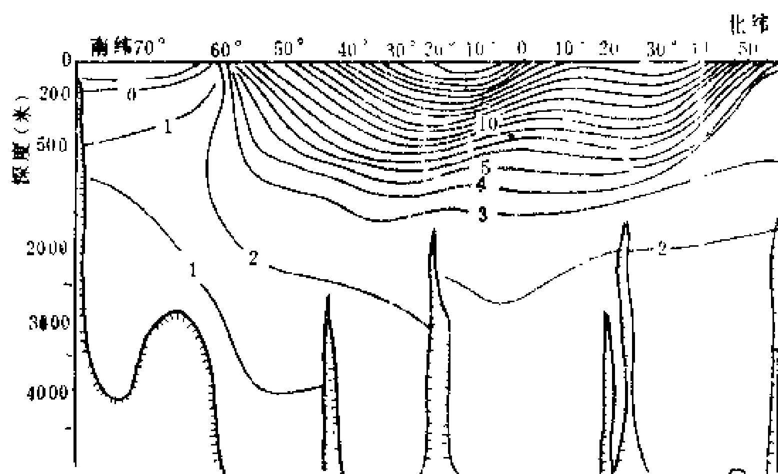


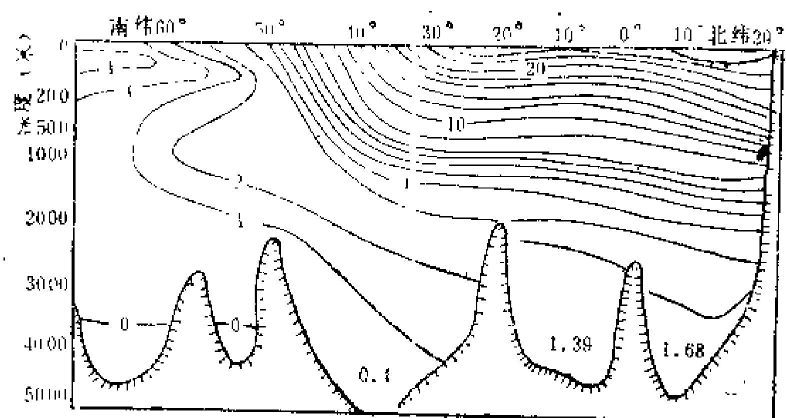
图5-13 太平洋西经170°—180°断面水温分布

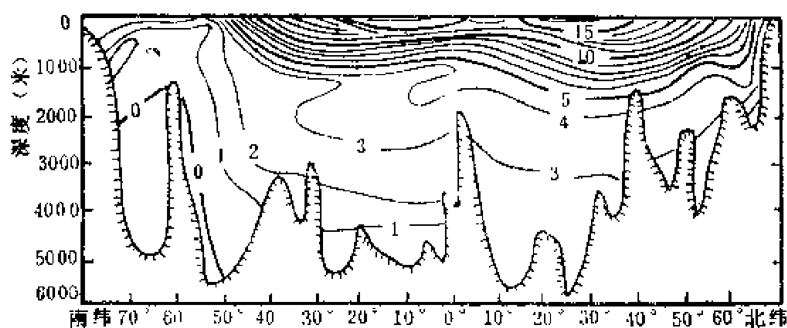
①混合层： 混合层在大洋的表层，它的深度一般为0—100米。这一层因直接受到大气的影响，对流旺盛，风和波浪所引起的混合也很强烈，所以称为混合层。在混合层中，温度很均匀，垂直梯度几乎为零。

②温跃层： 在混合层与其下层的海水之间，温度垂直梯度很大的水层叫做温跃层。例如，在低纬度和中纬度，暖水层分布在冷水层之上，二者之间就形成温跃层。

③恒温层： 在温跃层之下直到海底，水温在特定时间和区域内的变化很小，常在6°—2°C之间，相差仅4°C，尤其在2000—6000米，上、下层的温度为2°C左右，称恒温层。

（2）在不同的纬度带，水温的垂直分布也有不同的特点。随着纬度的增高，温跃层


图5-14 印度洋东经60°—70°断面水温分布


图5-15 大西洋经向断面温度分布

的厚度减小。到高纬度极地海区，由于冬季垂直环流的作用，上、下水层十分均匀一致。夏季可能在次表层出现冷中间层，但到冬季，因对流的发展使冷中间层消失。

（3）在水平方向上，从赤道向两极，温度递减，密度递增，因而在高纬和中纬海区，由于动力和热力的原因，海水将沿着等密度线下沉。下沉的海水，按其不同的密度而散布在不同的深度。这样，低纬和中纬海区混合层下的温度垂直分布，就是赤道到两极温度水平分布的反映。由此可知，海洋中温度垂直结构的形成，是受太阳辐射和海水垂直环流的影响。

（二）中国近海水温的分布

1．水温的水平分布

（1）中国海表面水温分布，全年以2月份最低，8月份最高。冬季(2月份)表面水温自北向南显著增高，渤海0°C左右，黄海2°—8°C，东海9°—20°C，南海18°—26°C。南、北海区温度相差很大，这是造成南、北海区鱼类种属多和变动复杂的重要因素之一。

（2）从图5-16和图5-18，可看出南、北海区水温的年变化情况。渤海水温变化很大，0°—25°C，年较差25°C；黄海4°—25°C，年较差21°C；东海15°—28°C，年较差13°C；南海21°—28°C，年较差7°C。这说明，温度季节变化，北方较大，南方较小。全年平均温度，渤海最低，约11°C；黄海14°—19°C；东海20°—24°C；南海最高，北部是25°—27°C，南部终年在28°C左右。这说明渤海具有寒温带海域的性质，冬季有结冰现象；黄海、东海属温带海；而南海属热带海。

（3）中国近海大部分为大陆性浅海，水文状况容易受周围自然环境因素的影响，因而水温的变化较大。冬季陆上气温低于海上气温，沿岸表层水温低于外海，温度的经向

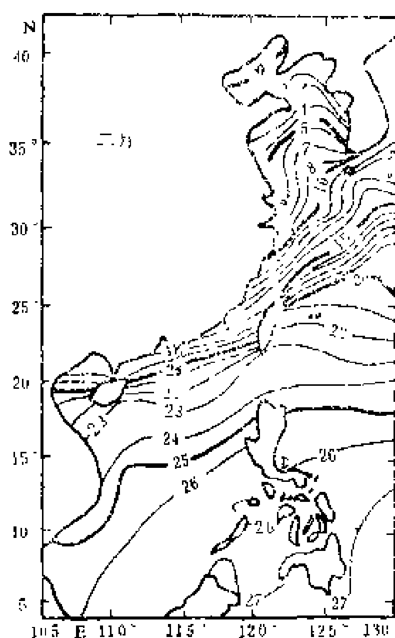


图5-16　中国近海及邻近海区
2月表面水温分布

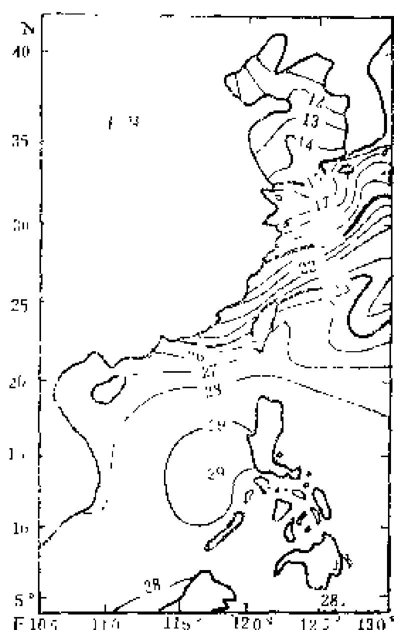


图5-17　中国近海及邻近海区
5月表面水温分布

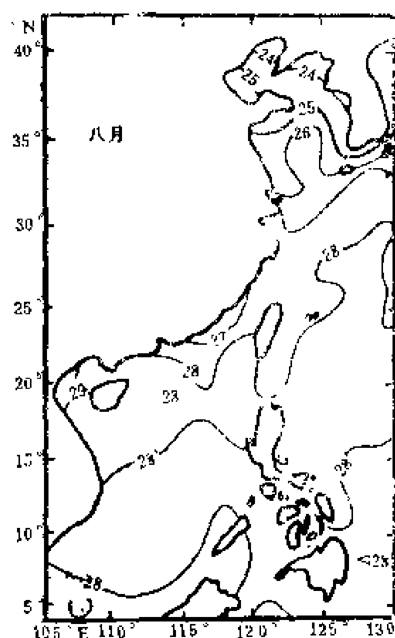


图5-18　中国近海及邻近海区
8月表面水温分布

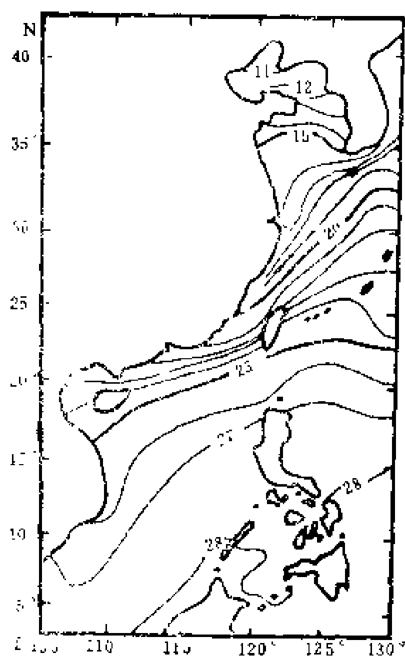


图5-19　中国近海及邻近海区
11月表面水温分布

梯度很大，尤其以东海大陆架海区和南海沿岸海区比较明显。等温线分布比夏季密集，大体上与海岸和等深线平行。夏季陆上气温高于海上，近岸水温高于外海，表层水温分布比较均匀，渤海22°—25°C，黄海24°—26°C，东海27°—28°C，南海28°C，水平梯度小，等温线分布，夏季较冬季复杂（等温线与岸线平行、与海流方向一致、二种流系交汇处梯度大的规律性不明显）。

（4）中国近海水温分布，除了太阳辐射这一决定因素外，还与流系的分布及水团的配置有密切的关系。黄海和东海不但是冷暖水团交汇处，而且也是水团分布比较集中，

相互消长变化比较明显的海域。它们之间的相互配置与作用，决定了整个区域的水温分布趋势，尤其在冬季更为明显。由图5-16可见，等温线分布趋势并不平行于纬度，而是与黑潮暖流及其分支的分布趋势相适应。东海东部和黄海中央有明显的高温水舌，其走向大体上与海底深槽一致。而在夏季，水舌不明显。

（5）图5-20为黄、渤、东海的冬季底层水温分布。冬季（2月份），黄海北部沿大陆近岸海区，水温降到2°—3°C。从山东高角至长江口和杭州湾外海的弧形区域内，水温为5°—10°C，济州岛西部和南部弧形带区以及浙、闽沿海，均为10°—15°C。台湾海峡的底层水温为15°—20°C。可以看出，从山东高角到台湾海峡，纬度相差约15度，底层水温相差18°C。另外，黄海中部以南，底层等温线的分布，大体上和等深线一致。黄海冬季的底层水温分布和同月表面水温分布相似。底层水温的消长推移，和越冬底层鱼类的栖息移动密切相关。

（6）图5-21是渤、黄、东海的夏季底层水温分布。夏季（8月份），渤海湾和大陆沿岸底层水温都比较高，但是黄海中心有明显的冷水团存在，并把5°C的最低冷水闭塞到山东半岛和辽东半岛之间，这是较强暖水系扩展北上的结果。渤海湾及沿岸底层水温(20°—23°C)和台湾海峡的底层水温(20°—25°C)只相差2°—3°C。底层水温的梯度配列，由岸向外逐渐低下。这是因为浅海水温受大陆气温影响较大。黄海中部的底层水温，与台湾海峡相比，约差12°—15°C，此外，8月份的表面水温比底温可以相差20°C(黄海中部冷水团所在地)，这是和2月份不相同的地方，2月份表温和底温大致相同。

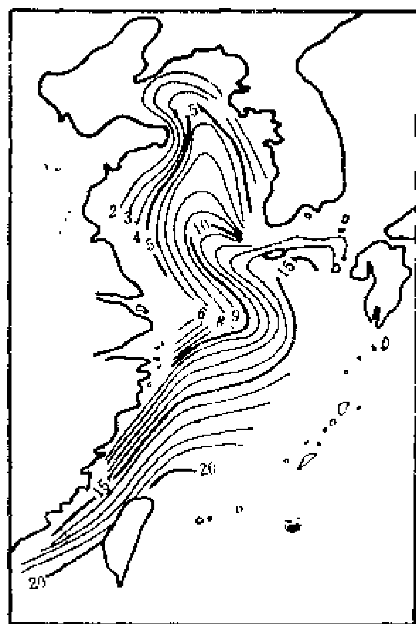


图5-20　中国近海及邻近海区
2月底层水温分布

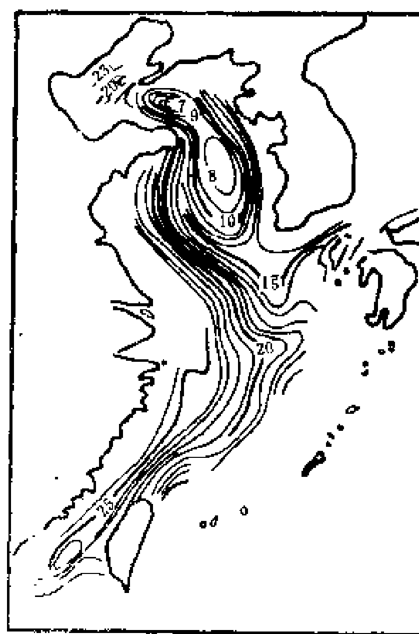


图5-21　中国近海及邻近海区
8月底层水温分布

（7）从图5-22看出，台湾内侧海区和外侧海区水温分布趋势完全不同。在海峡内侧，冬季表层等温线与海峡走向平行，温度值由福建近岸的11°C变化到台湾西南岸的23°C，海峡西北部水温(11°C)比东南部水温(23°C)低得多，水平梯度很大。这一分布趋势，是由于冷空气不断侵袭海峡西部，加强了从北而来的低温水(此低温水为闽浙沿岸水，即中国沿岸水，$t<11°C$，$S<32$)，使海峡西北部海水冷却，所以水温比较低。

另一方面，海峡东南部受高温、高盐水(此高温水为黑潮水，$t>21°C$，$S>34.4$，观测得的最大值为$S=35.02$)的影响，水温就比较高。这样，就形成了海峡内水温水平梯度较大，而在台湾东南部及台湾东岸，因主要受黑潮水的影响，所以水温高，水温水平梯度小。图5-23中50米深水层，水温的等值线走向仍与海峡走向一致，但其量值则比上层略高，原因是黑潮分支进入海峡下层，而冷沿岸水在上层，形成下层水温高于上层。例如海峡西北部分，表层是11°C，50米水层则为14°C. 在东南部，随着深度的增加，水温略有降低。23°C等值线稍向东移，使下层的水平梯度相应减小。台湾南侧及东侧，表层水温都在23°C以上，水平梯度很小，在广大海区，水温在23°—26°C之间变化。随着深度的增加，温度略有下降的趋势，但变化不大，在0—50米水层内，仅变化了1°C。外侧海区水平梯度不大，从等值线分布图可以看出，在台湾鹅銮鼻南侧，暖流分为两支，一支顺台湾东侧向北伸展，另一支则从吕宋海峡进入台湾西南面水域。

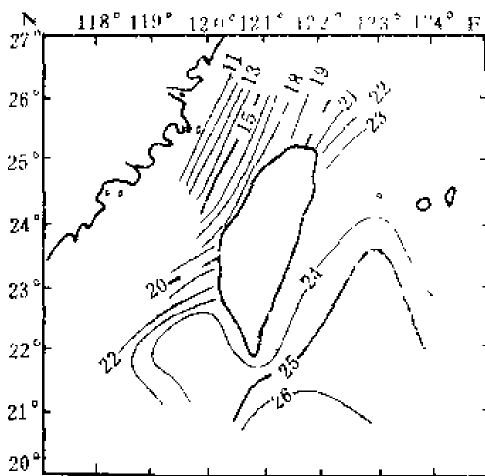


图5-22 台湾附近海区2月表面水温分布

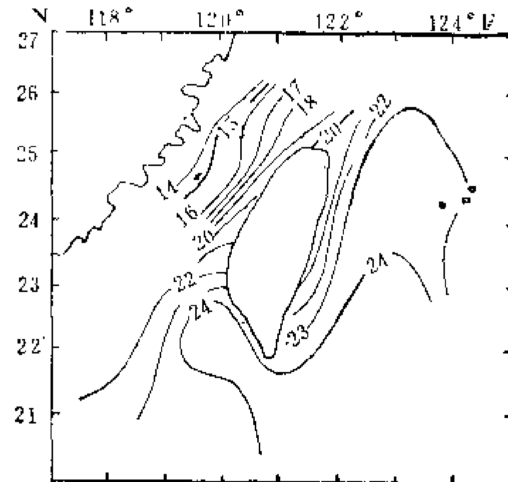


图5-23 台湾附近海区2月50米层水温分布

2、水温的垂直分布　中国近海处于东亚季风气候区，水文状况具有显著的季节变化。冬半年，全区均在势力强大的冬季季风控制下，强冷空气使海水的冷却和蒸发加剧，从而加速了海水的对流混合作用，因此大陆架浅海区域，自上而下水文状况呈垂直均匀分布，而外海深水区域，这时垂直均匀层可达100—200米。下半年，全区盛行偏南风，南海为西南风，太阳辐射增强，上层海水由于迅速受热增温而层化成跃层；4—5月和9—10月为季风转换季节，风向多变，故水文状况也较复杂。根据中国近海地理环境的特殊性和海水结构的特点，可以将全区温度的垂直分布大体归纳为三种类型，即冬季型、夏季型和过渡型。冬季型水文主要特征为：表面水温高于气温，水温垂直结构均匀一致或近似均匀一致，个别海峡附近出现上层水温低，下层水温高的分布趋势。夏季型表面水温低于气温，海水呈层化状态，垂直结构稳定而且出现跃层。过渡型水文状况复杂而多变，温度随深度增加而降低，但是水温垂直分布曲线没有明显的上下界，或者只有一个明显的下界而无上界。

由于各海区所处的地理位置及所受的影响不同，各自具有不同的特点。冬季，垂直均匀层的形成和持续时间各海区是不一致的。由图5-24可知，渤海在10—3月，持续半年。黄海北部在11—3月，持续5个月。黄海南部和东海北部在1—4月，持续4个月。这就是说，北部海区垂直均匀层出现早，持续时间长，南部海区出现晚，持续时间短。

这种差异与海的深浅、纬度的高低以及深入大陆的程度有关。

5月份，随着太阳辐射的增强，表层水温开始增高，开始出现微弱的水温垂直梯度。梯度随着时间的推移而不断增大，直至8月，出现强大的温跃层。在跃层之上，由于涡动混合的结果，形成高温的均匀层。跃层之下，由于跃层的屏障作用，太阳辐射能不能下传，使海水在较大程度上保留着冬季的特性，温度较低。这种现象，在黄海特别显著。跃层之下的冷水与其上的高温水形成明显的对照，如表5-6所示。在跃层最强盛的8月，上均匀层的厚度在渤海为5米左右，跃层出现在5—15米之间，跃层上界温度25°C左右，下界温度20°C左右，15米以下便是黄海冷水团占据的区域。黄海北部，上均匀层的厚度在10—15米左右，跃层出现在10米或15—25米的水层内，上界温度约为26°C，下界13°—16°C。黄海南部，上均匀层的厚度约为10—20米，跃层下界可达35米深处，温度自26°C降到10°C。在东海大陆架海区，上均匀层厚度较大，达25—35米。

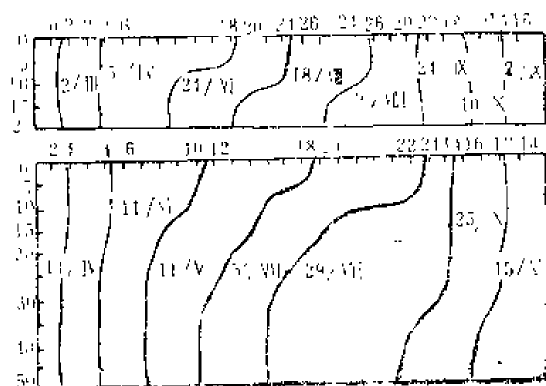


图5-24　渤海(上)和黄海(下)某站水温垂直分布逐月变化

表5-6　黄海巡威岛外海111千米处夏季、冬季水温、盐度平均值的垂直分布

水深(米)	水温(°C) 2月	水温(°C) 8月	盐度(S) 2月	盐度(S) 8月
0	6.2	26.2	32.3	31.5
10	6.3	24.7	32.4	31.6
25	6.3	14.4	32.4	32.2
50	6.4	7.9	32.4	32.4
83	6.6	7.9	32.4	32.3

9—10月以后，海面开始降温，出现对流混合，使上均匀层厚度加大，跃层强度减弱。跃层下沉到25—35米。12月，自表面至50米出现垂直均匀层。至1月，又过渡到冬季型。

东海深水区域，混合较强，夏季上均匀层可达50米，冬季对流混合也很旺盛，可达100—150米的深度。在此深度以下，水温随深度增加均匀递减。黑潮主干区域的水温垂直结构举例如下：图5-25为冬季东海外侧某海区断面水温分布。由图可见，黑潮主干通过的地方出现高温区，这里自海面以下至150米深处，水温基本上是垂直均匀的。150米以深，等温度线呈水平走向，而且随深度均匀递减，即从150米处的22°C降到800米处的5°C。再往下直到海底，水温几乎是均匀的。大陆坡附近，由于下层海水涌升，造成等温线向大陆架一方上倾。

黑潮主干区域夏季水温的垂直结构，为便于比较，仍取上例黑潮主干的断面水温分布。由图5-26、5-27可以看出，东海东部黑潮主干深水区水温垂直分布具有如下特点：

(1) 自上而下直到100米左右的深度，有一个明显的楔形高温区，然而在另一断面上却不见这种现象，说明黑潮在前进过程中，主干的水文状况有所变化；

(2) 100米以下等温线大体上呈水平分布，而800米以下水温随深度降低缓慢；

(3) 深水区域几乎没有明显的温跃层存在。

应该指出，渤海海峡、舟山群岛、台湾海峡等近岸以及岛屿众多的海区，由于风、浪、潮的混合作用极为强烈，水温垂直梯度终年都很微弱，即使在盛夏也很难形成强大

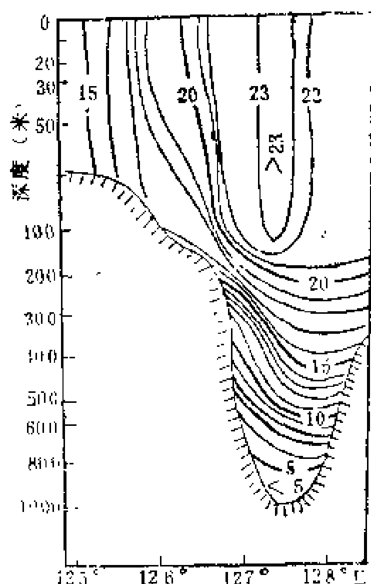


图5-25　东海外测某断面冬季水温分布

的跃层。

南海北部大陆架上的水温垂直结构见图5-28。它受冲淡水的影响较大。冬季，整个断面水温分布基本上是均匀的。春季随太阳辐射加强，海水开始层化。夏季，随珠江径流量增大，大量江水入海，故河口附近广大海域的水温垂直结构比较均匀。由于冲淡水与下层沿斜坡上升的海水相互消长，使等温线发生弯曲。秋季，随东北季风兴起，上均匀层加大，跃层逐渐下沉，水温的垂直分布趋于均匀。

南海外海深水区，如南海海盆通过巴士海峡与太平洋进行了充分的水交换，故其水温的垂直结构接近于太平洋水。海盆区200米以浅，水温变化剧烈，垂直梯度较大，而200—600米，水温随深度均匀减小。再往下则为南海深层水，结构均匀，水温低于1°C，再深则属于典型的海盆情况。在水深3000米处，最低水温为2°C左右。

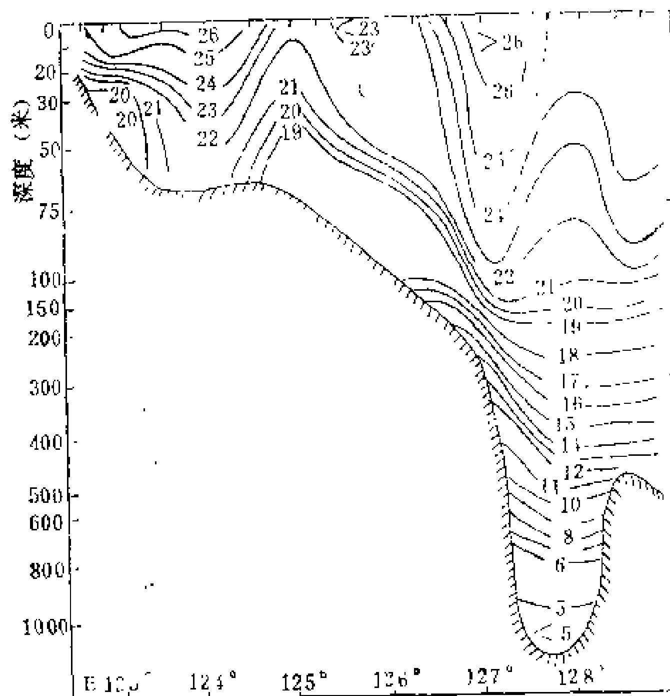


图5-26　东海外测某断面夏季水温分布

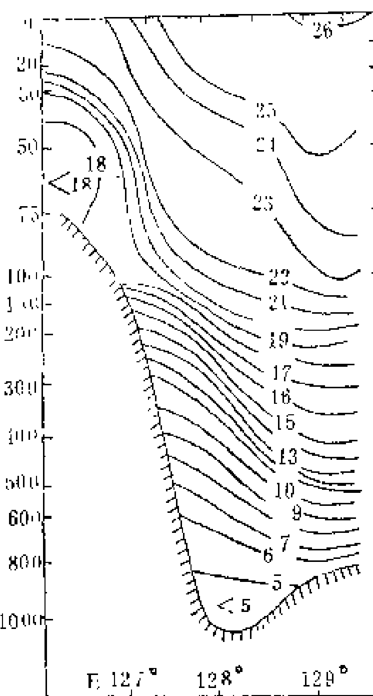


图5-27　东海外测另一断面夏季水温分布

（三）中国沿岸表层水温的地理分布

中国沿岸表层水温的南北差异很大。冬季，渤海沿岸和辽南沿岸最低水温在0°C以下；而粤东、粤西沿岸的最低水温在15°C以上；南沙群岛沿岸的水温达27°C。夏季，除某些受涌升流（上升流）影响的沿岸区水温较低外，大部分沿

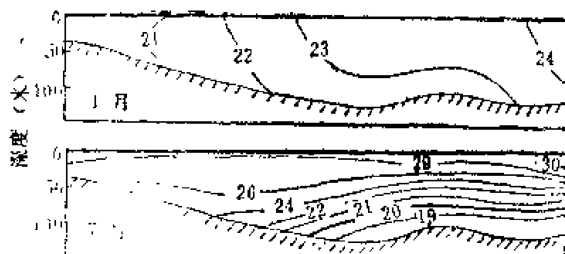


图5-28　南海珠西南陆架断面冬、夏季水温分布

岸区之间的水温差较小。

沿岸表层水温的分布主要取决于太阳辐射、地理位置、海洋形态、沿岸流系和气象等因素，其中太阳辐射尤为重要。

冬季受到强劲的北方冷空气的影响，沿岸水温降得很低，且由于太阳辐射强度的南北差异最大，水温随纬度降低而递增，南北沿岸差达24°C之多。渤、黄海沿岸，除受大陆气候显著影响的渤海沿岸和辽南沿岸在0°C以下外，其余地方为1°—5°C左右。东海沿岸基本上为南下的江浙沿岸水控制，这一水系受太阳辐射和外海水的影响，使得水温由北往南递增：如引水船为5.5°C，东山为13.9°C，南海沿岸大部分在15—20.8°C左右，西沙群岛约为24°C，南沙群岛水温最高，可达27.0°C。

春季随着太阳辐射强度的不断增强，自3、4月开始，沿岸进入最快增温期，除渤海海峡北部沿岸和山东半岛东部沿岸外，最快增温速度由北向南减少，如渤海沿岸约6°C/月，苏北沿岸约5°C/月，浙闽沿岸约为3.9°C/月，海南岛沿岸2.5°C/月，水温仍是北低南高，但南北差异比冬季小。

夏季沿岸水温达到最高，由于太阳辐射强度南北差异较小，因此，水温地区差也是全年最小，仅差8°C。此外，平原海岸和河口区沿岸，因受陆地气候的显著影响，水温较高，而某些受上升流影响的沿岸，水温较低。渤海沿岸和辽南沿岸，除辽东半岛南部的小长山和长兴岛受外海水影响水温，较低（约21.5°C）外，其余沿岸约为26°—28°C，为渤、黄海沿岸夏季的高温区。渤、黄海其余沿岸水温大致在23°—27°C左右。东海沿岸以长江口附近水温为最高，可达29.5°C；而舟山群岛沿岸最低，为26°C左右，这也是外海水系影响的结果。浙闽沿岸水温为26°—29°C。南海沿岸水温为26—30°C，其中北部湾北部沿岸是中国沿岸夏季水温最高的地方，水温稍高于30°C。

秋季由于太阳辐射减弱，冷空气南下逐月加强，沿岸水温迅速下降：春季增温速度快的区域，秋季降温速度也快，反之亦然。渤、黄海沿岸水温降到6°—16°C左右。东海沿岸除台湾沿岸水温较高外，一般在16°—21°C之间。南海沿岸的水温为21°—28°C。图5-29是中国沿岸各地2、5、8、11月表层水温及年较差的地理分布。

三、海水温度的变化

（一）水温周期性变化的分析

因为太阳辐射的变化具有周期性，所以水温也有相应的周期变化。下面从理论上加以说明。

设表面水温的变化由下式表示：

$$\theta = \theta_0 \sin(\omega t - \varphi) \tag{5-12}$$

式中：θ——温度波的振幅；ω——自转角速度，$\omega = \frac{2\pi}{T}$；φ——初位相；T——周期；t——时间。

表层的温度必然要传向深层，其传播的规律由涡动热传导方程规定：

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{A}{\rho}\frac{\partial \theta}{\partial Z} \tag{5-13}$$

式中：A——涡动热传导系数；　ρ——海水密度。

对上式求解：

$$\vartheta = \vartheta_0 e^{-\beta Z}\sin(\omega t - \beta Z - \varphi) \tag{5-14}$$

式中，$\beta = \sqrt{\frac{\pi\rho}{AT}}$，令$Z=0$，则式(5-14)就与式(5-12)相同。因此，式(5-14)表示从表面至各不同深度温度的变化规律。可以看出，周期是不随深度而变化的，但随深度的增加，位相加大，而振幅则按指数值减小。

如果将日变化和年变化的周期分别代入β的表达式，则可得出日变化的β值比年变化的β值大19倍，即：

$$\frac{\beta_{日}}{\beta_{年}} = \sqrt{365} = 19$$

这表示，日变化的振幅随深度减小的速度比年变化快得多，或者说，日变化所能达到的深度比年变化小得多。

可以把温度的传播设想为一种波动，在一个周期内，"温度波"向下传播的距离为一个波长，也就是说，相距一个波长的深度，"温度波"的位相差为2π，即：

$$\beta\lambda = 2\pi$$

$$\lambda = \frac{2\pi}{\beta} = 2\sqrt{\frac{\pi AT}{\rho}}$$

"温度波"传播的速度便为

$$v = \frac{\lambda}{T} = 2\sqrt{\frac{\pi A}{\rho T}} \tag{5-15}$$

这个公式的物理意义说明，"温度波"向下传播的速度与其周期的平方根成反比。日变化传播1米深所需的时间若为一天，则年变化就需：

$$\frac{v_{年}}{v_{日}} = \sqrt{\frac{T_{日}}{T_{年}}} = \frac{1}{19}$$

即19天。

上面关于水温周期性变化的分析，可以归纳为以下几点结论：

(1) 周期不随深度而变化；

(2) 振幅随深度增加而按指数值减小，也就是说，太阳辐射所能影响的深度仅限于表层；

(3) 位相随深度增加而增大，即随着深度的增加，出现最高水温的时间要延后；

(4) 日变化的振幅(日较差)小于年变化的振幅(年较差)；

(5) 日变化的振幅随深度减小要比年变化快得多，即日变化影响的深度比年变化小得多；

(6) 温度向下传播的速度，日变化较年变化要快得多，即太阳辐射能影响同样深度所需的时间，日变化比年变化要小得多。

下面将会看到，以上这些结论与实际海洋现象是近乎一致的。

（二）大洋水温的变化

1．**水温的日变化** 图5-30是一天中热平衡的变化图。图中Q_r表示辐射平衡，其与太阳辐射的变化一致，Q_e为由海面放到大气中去的总热量，Q_θ即为用以改变海水温度的热量。图中表明Q_r和Q_θ两条曲线的趋势基本上是一致的。这就证明了我们前面的结论：大洋温度的变化的主导因素是太阳辐射。图中Q_θ曲线与横坐标有两个交点，它们是海水由失热到得热（或者说由降温到升温）或由得热到失热的转折点。可见这两个交点的位置就决定着水温最高和最低温度出现的时间。至于日较差的大小，则决定于Q_θ与横坐标间所包之面积的大小，面积愈大，日较差则愈大，反之便愈小。

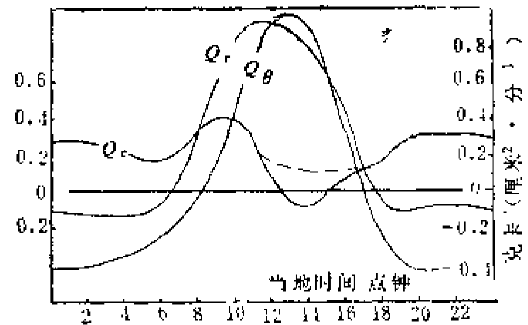


图5-30 大西洋赤道附近热平衡的日变化
（注：0以下为负）

在大洋中，表面水温的日变化是不大的，日较差通常小于0.4°C。低纬海区，温度的周日变化曲线接近于正弦曲线。最高温度出现的时间一般在下午2—3时左右，最低温度出现的时间在早晨4—5时之间，其较差值约为0.3°—0.4°C。从表5-7列出的一些观测数据看，上述结论是符合实际的。

表5-7 世界大洋日较差及最高最低温度出现的时间

纬 度	经 度	日 期	最高水温（°C）	时 间	最低水温（°C）	时 间	温 差
堪察加东岸		"勇士号" 16—28Ⅷ	10.23	1300	9.98	2300	0.30
12°37.6′N	47°36.1′W	"流星号" 27—28Ⅲ	25.6[illegible]	134	25.64	0412	0.18
2°32′N	26°01′W	23Ⅹ	27.6[illegible]	1217	27.36	0233	0.27
2°26.7′S	34°57.4′W	1—2Ⅱ	27	1450	26.73	0430	0.29
8°58.7′S	10°53.8′E	29—31Ⅷ	21	1550	21.90	0335	0.31
52°59.3′S	38°00.5′W	"季斯科维里Ⅱ" 16—17，Ⅺ	2.98	1400	2.69	0800	0.29

不同纬度带和不同季节，其日较差也是不同的。通常，纬度愈低，日较差愈大；冬季日较差较小，其它季节较大。

影响大洋表面水温日变化的因素，主要是太阳辐射及天气情况。天阴有风时日变化较小，天晴无风时日变化较大。由表5-8可知，天空晴朗时，日较差较大；在云量较大时，日较差较小。这是因为云量增加时，总辐射的日较差减小。风能促进海水涡动混合，使表层海水温度趋向均匀，从而减小水温的日较差；而在平静无风时，由于混合作用较弱，热量不能大量地往下散布，因而表面温度的日较差较大。

表面水温的日变化将通过热传导达到下层，其影响深度决定于表层日较差的大小、气象条件及水层垂直稳定度。通常，在温度均匀层以下便是温跃层，由于密度增大，水

层稳定，所以日变化不易穿过此层，影响深度仅限于表层。南温带调查资料表明，日变化所及的深度是10—20米。

2．水温的年变化　大洋水温的年变化，一般来说，北半球表面水温最高在8—9月，最低在2—3月。如果与陆地上气温的最高、最低值比较，大约要推迟1—2个月。大洋水温的年变化要比日变化大，图5-31是各大洋不同纬度上表面水温的平均年较差。可以看出，赤道地区和热带海区，年较差均很小，一般只有2°—3°C。随纬度增高，年较差较大的温带海区可达10°C左右，以后则随纬度的增高而减小。寒带海洋里，由于结冰、融冰，往往使温度的年较差减小。冰的融化消耗大量的热量，冰面又将大量的辐射能反射出去，致使用于增高水温的热量大为减小；结冰时，将放出凝结潜热，结冰以后，又阻碍了热量的散失，使温度不致降得太低。因此，寒带海洋里年较差一般也只有2°—3°C。另外，图中还表示北半球表面温度的年较差较南半球为大，这主要和盛行风的性质有关，冬季大陆吹向海洋的冷空气，大大地降低了表面的温度。

表5-8　热带海区表面温度日较差

风速和云量	气温日较差(°C)		
	平均值	最高值	最低值
1．和风至清风			
阴　天	0.39	0.61	[illegible]
晴　天	0.71	1.1	0.3
2．无风或微风			
阴　天	0.93	1.4	0.6
晴　天	1.59	1.9	1.2

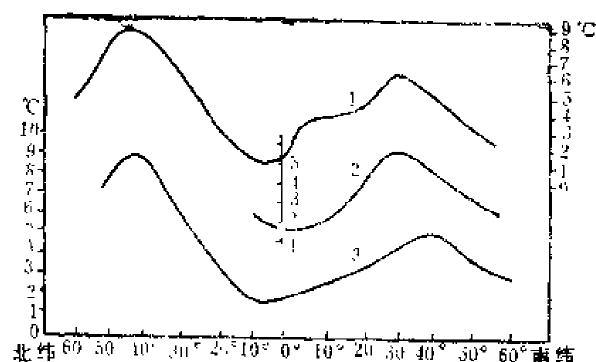


图5-31　各大洋不同纬度上表面水温的平均年较差

1—大西洋　2—印度洋　3—太平洋

在个别海区，上升流对温度的年变化有一定的影响，其作用要看产生的时间和当时当地的水温垂直分布。通常，它能减小水温的年较差，或者使极值出现的时间提前或延后。不过由于它自身条件的限制，上升流的作用只限于200—300米的深度以内。

表面以下各层温度的年变化，主要由表面温度的年变化和海洋内部的热交换来决定。如果没有其他因素的影响，那末，仅取决于热传导的效应。因而随深度的增加，年较差指数递减，出现最高温度时间延后。日本以南海区图5-32和黑潮区图5-33各深度上的年变化是比较典型的例子。这与上述水温周期性变化分析的结论是符合的。

在实际海洋中，仅仅受一种因素支配的情况是很少的，往往是若干因素共同起作用。但在不同海区和不同的时间，它们的相对重要性是不同的。下面讨论受太阳辐射、上升流、海流等因素共同作用的例子。图5-34是加利福尼亚沿岸蒙特利海湾各深度上温度的年变化。在蒙特利海湾中，11月中旬—2月中旬有戴维逊暖流的影响。2月中旬—7月末是上升流的季节，因此，2—7月水温的变化便出现反常现象，即表面以下的各水层温度均降低。当上升流一停止，各层水温受太阳辐射作用便迅速上升，从而出现9月份的高峰。从11月中旬—2月中旬，由于戴维逊暖流的影响，使次层内各深度上的温度升高。

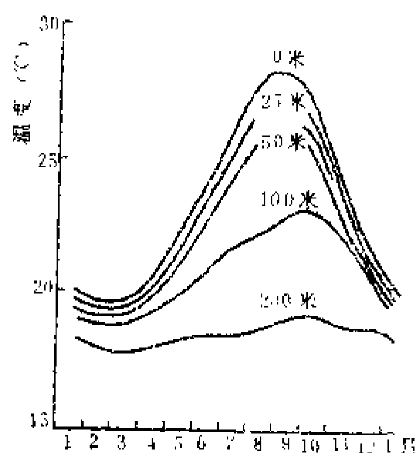


图5-32　日本以南海区各深度水温的年变化

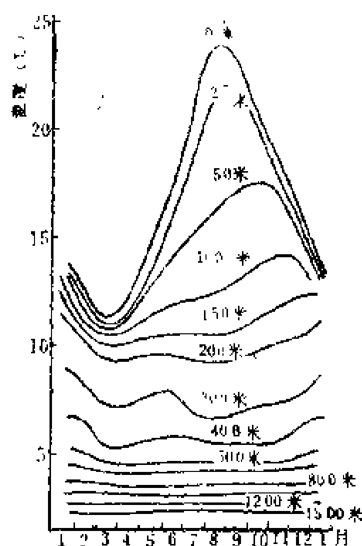


图5-33　黑潮区(39°N、153°E)各深度水温的年变化

3．水温的多年变化　图5-35是台湾以东地区各个深度的水温多年变化。图中表明水温多年变化的最高值(10年中)在25米深度为1.24°C，100米深处为0.86°C，在下面的水层中又增加到1.49°C。

同时，若用每年的相同季节的平均温度进行比较时，同样会发现明显的变化(图5-36)。

对于深层和近底层水温的多年变化，从多年

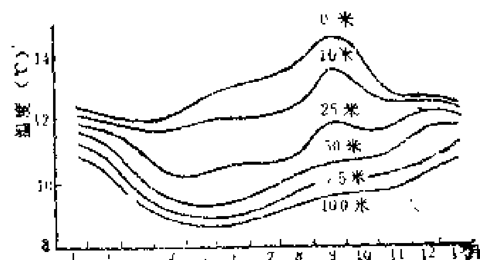


图5-34　加利福尼亚沿岸蒙特利海湾各深度水温年变化

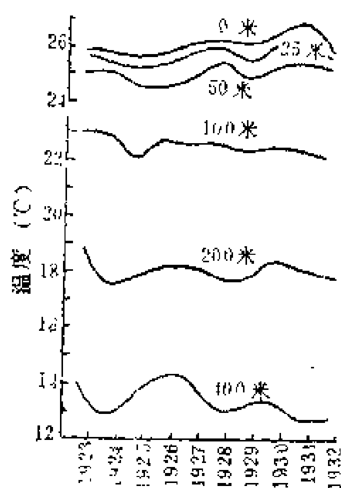


图5-35　台湾以东地区各个深度的水温多年变化

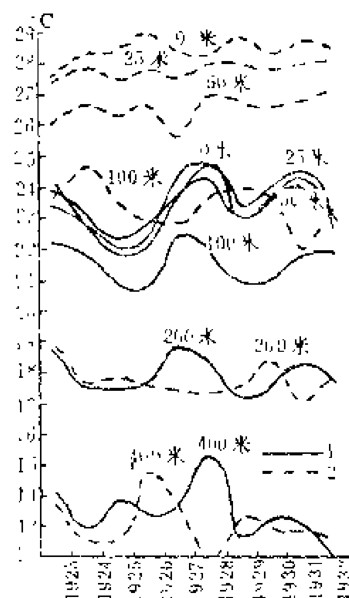


图5-36　台湾以东地区各个深度夏季平均水温(2)和冬季平均水温(1)的多年变化

的相同地点的观测资料中看出，其量值是很小的，在绝大多数的情况下，只相差百分之几度，很难说这是真正的水温变化还是观测中的误差。

4．水温的非正规性变化　在温度周期性升高的过程中，叠置着无数次温度的降低现象；相反，在温度周期性降低时，又伴随着无数次温度的升高；有时不正规的变化掩盖了正规的变化。这些就是温度的非周期性变化。由于它的变化没有规律，给分析时产生了困难。但这种现象却十分重要，在生产中是完全不能忽视的。例如，由于某一时期的水温反常的变化而使海洋生物大量死亡，给渔业和养殖业造成严重损失。如秘鲁近海，由于水温的异常升高（暖流侵袭即埃尔尼诺现象的发生），而使整个海面布满了生物的尸体，它分解出来的硫化氢能染黑经过的船只。如果温度的异常变化正好在渔汛季节，就会使渔汛提前或延迟。这对渔情预报是极为重要的。

温度的这种异常变化，主要是海气相互作用的结果。当然，这种温度的异常变化也必然反过来影响天气的变化。这种现象也是经常能见到的。

5．某些海区的水温极值　整个海洋，表面水温以波斯湾为最高，达35.6°C；北冰洋最低，为－3°C。其温差为38.6°C，远较近地面空气的极值温差133°C为小。红海热点处的最高水温为56°C。

（三）中国近海水温的变化

1．水温的日变化　中国近海表面水温的日变化，与气温的日变化和天气状况有关。从水温变化的物理成因来看，气温变化对水温的影响是很大的。图5-37是中国近海某测站5月份各层水温的日变化。图中可以明显地看出，气温的日变化比表面水温的日变化大得多，但它们的变化是一致的。

中国近海为浅海区域，夏季常常出现强大的跃层。由于潮汐和内波的影响，使跃层处的日较差大为增加，如图5-38所示。不过因为内波振荡周期不同，在一天内，温度也有多周期的变化。由图可知，这一测站上表面水温的日较差很小，约1°C左右；但在10米处，日较差高达5°C左右。

由此可知，中国近海沿岸海区日变化比较大，有的海区日较差可达3°C以上，中央部分日变化较小，北部海区日变化大，南部海区日变化小。

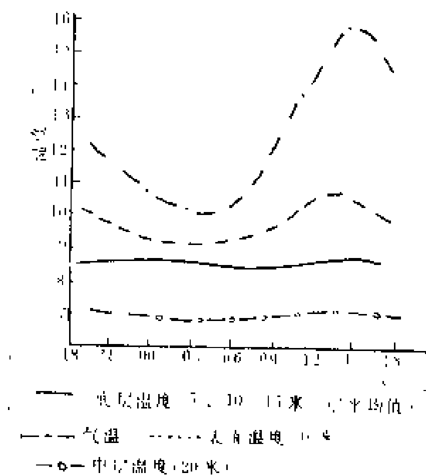


图5-37　海水各层温度的日变化

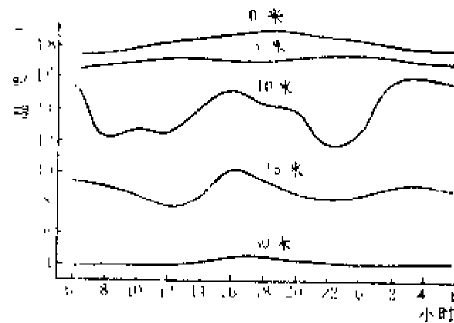


图5-38　水温日变化

2．水温的年变化　中国近海水温的年变化比日变化要大得多，特别在浅海海区年变化更大，如渤海湾年较差达 29°C。表 5-9 是渤海某测站水温年较差。

表5-9　渤海某测站水温年较差

t°C 月份 说明	一	三	四	六	七	八	九	十	十一	十二
表层	0.6	1.8	6.0	17.6	26.8	25.5	23.8	—	11.9	—
底层	1.0	1.6	6.4	16.1	26.0	25.2	23.9	—	12.1	—
最高	2.2	4.5	11.4	18.3	29.4	26.7	24.5	—	15.4	—
最低	0.4	0.4	4.3	16.6	25.3	23.0	23.2	—	9.3	—
年较差	1.8	4.1	7.1	1.7	4.1	3.7	1.3	—	6.1	—

中国近海表面水温的年变化，主要取决于太阳辐射的年变化和邻近大陆气候的年变化，并且有与气候变化相对应的周期。各海区最高水温出现在八月，南海东北部海区、台湾海峡南部，最高水温出现在九月。最低水温出现时间，南北略有差异，渤海1—2月，黄海2—3月，东海3月，南海在2—3月。水温的年较差自北向南递减，渤海 24°—27°C，黄海17°—24°C，东海7°—19°C，南海中央区域2°—5°C，近岸6°—10°C。

图 5-39 是黄海某测站水温年变化曲线。由图可知，0—5 米层水温的年变化与气温的年变化几乎一致。

图 5-40 是东海表面水温的年较差分布情况。图中指出，年较差随纬度的增高而增加。在其最南部只有 8°C，而在长江口外侧达 17°C，纬度增高 6 度，年较差增大一倍多。从图中还可以看出，年较差等值线的分布与海流有密切关系。

图5-41是东海内侧海区和外侧海区表面温度的年变化情况。可以看出，内侧海区1、3两个测站表面水温的年较差远大于外侧海区2、4两个测站，这是由于受大陆气候影响的结果。

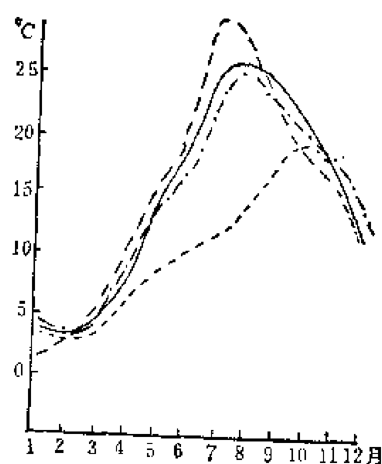


图5-39　黄海某测站水温年变化曲线
-·-·气温
——0米层水温
-·-5米层水温
······25米层水温

（四）中国沿岸表层水温的年变化和极值

中国沿岸表层水温的年变化，就影响的因素而言，可归纳为两类：第一类为太阳辐射和海面-大气之间的热交换，它基本上决定了水温的年变化。由沿岸台站的水温、气温资料可知，两者关系极为密切。第二类是不同性质的水系消长运动对水温年变化的影响。例如，冬季低温的渤莱沿岸水流经山东半岛北部沿岸向东，而北黄海暖水舌侵入渤海海峡北部，使得冬季最低水温在渤海海峡南部沿岸反而低于北部沿岸。实际上，水温的年变化是由上述因素综合作用引起的。

水温年较差的变化范围很大，但其沿岸地理分布并不十分复杂，基本上随纬度的增高而增大，从西沙群岛的6°C左右增至辽东湾沿岸的28°C左右。但同一纬度不同性质的海岸而言，平原海岸和河口区沿岸，一般年较差大；岛屿或基岩的沿岸，年较差较小，例

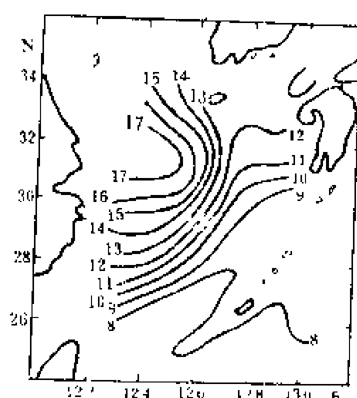


图5-40　东海表面水温年较差的分布

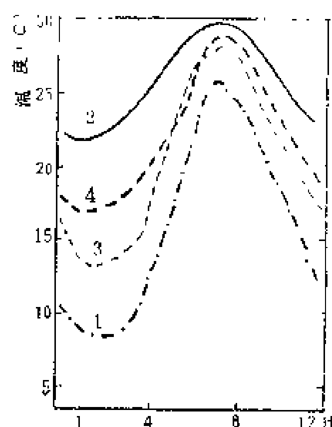


图5-41　东海表面水温的季节变化

如，金山咀的年较差为23.9°C，而嵊山仅为16.5°C。水系对年较差的地理分布也有一定的影响。例如，终年受北黄海外海水控制的渤海海峡北部沿岸，年较差为20°C，而海峡南部沿岸、冬季受渤莱低温沿岸水的影响，年较差为24°C左右。

中国沿岸各台站的最高和最低表层水温值列表5-10和5-11。

中国沿岸最高、最低水温与月平均值的分布特点一样，也是冬低夏高、北低南高。从表5-10可知，各地极端最高表层水温，除南海少数站（如硇洲岛、海口在5月）

表5-10　中国沿岸各地最高表层水温(°C)

站名＼月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	极值	月份
小长山	4.8	4.1	11.7	12.1	17.9	22.6	27.2	27.9	25.9	22.7	16.0	10.0	27.9	8
长兴岛	3.6	6.6	10.4	17.0	22.5	27.1	31.4	30.3	29.2	23.7	15.5	8.8	31.4	8
秦皇岛	0.4	2.3	9.2	16.6	22.4	25.7	30.0	31.1	27.9	22.6	14.3	7.0	31.1	8
塘沽	2.8	3.6	10.1	17.5	25.0	29.0	31.6	33.0	28.6	22.8	16.3	8.4	33.0	8
北隍城	8.7	7.2	7.7	10.8	15.7	22.9	25.2	27.3	25.1	21.5	17.4	12.6	27.3	8
烟台	4.4	4.8	7.9	13.6	21.4	26.3	31.2	30.6	28.9	22.5	17.4	10.4	31.2	7
成山头	6.7	5.0	7.2	8.6	14.1	19.2	23.7	27.1	25.8	23.8	18.9	11.8	27.1	8
千里岩	9.4	6.6	7.6	11.7	17.8	23.6	28.8	29.9	28.6	23.9	19.6	15.1	29.9	8
连云港	6.6	8.1	12.6	17.2	23.3	27.6	30.9	31.5	30.3	22.7	18.8	12.7	31.5	8
引水船	10.3	9.9	13.8	18.4	23.9	27.0	30.8	30.7	31.1	25.2	20.9	17.6	31.1	9
定海(沈家门)	12.8	11.4	13.9	17.4	21.7	25.3	27.6	29.7	30.3	26.0	21.8	19.2	30.3	9
大陈	13.8	12.7	15.0	20.0	24.8	28.4	30.2	30.8	30.8	26.8	22.4	19.3	30.8	8.9
北礌	17.1	14.2	16.6	20.1	25.8	27.0	28.6	29.3	29.9	27.9	23.9	20.5	29.9	9
东山	18.8	17.2	19.8	24.4	27.2	30.1	30.0	31.0	30.4	28.1	25.0	22.0	31.0	8
遮浪	20.6	19.9	23.0	25.9	29.5	30.8	31.4	32.2	32.0	29.8	27.8	24.2	32.2	8
硇洲岛	23.4	23.0	27.2	31.6	34.6	33.1	34.3	34.1	32.8	30.8	27.7	25.7	34.6	5
海口	24.6	25.1	28.1	29.3	35.0	33.1	34.7	33.2	32.8	31.1	28.1	26.5	35.0	5
莺歌海	28.2	27.3	28.9	31.3	33.4	32.8	33.0	33.5	32.9	31.5	30.2	29.[illegible]	33.5	8
涠洲岛	24.4	25.2	25.6	31.7	33.9	34.3	35.9	31.4	33.2	32.3	29.7	26.3	35.9	7
西沙	31.3	30.9	31.6	32.2	33.[illegible]	33.8	33.9	36.8	34.9	35.1	33.5	30.9	36.8	8

外，都在7、8、9月观测到。渤、黄海沿岸变化范围大一些，在27°—33°C之间，东海沿岸为30°—31°C；南海沿岸最高，在32°—37°C之间。

从表5-11看出，各地极端最低表层水温都在1—2月观测到。渤、黄海沿岸中，除距岸较远的千里岩外，其余各站均低于0°C，其中渤海沿岸(海峡例外)及辽南沿岸，大都低于-2°C。东海沿岸由北往南逐渐增高，如引水船为1.7°C，大陈为5.0°C，而东山为9.9°C。至于南海沿岸则高于10°C，最高值17.2°C，于西沙观测到。

表5-11　中国沿岸各地最低表层水温(°C)

站名＼月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	极值	月份
小长山	-2.1	-1.8	-1.6	1.5	6.4	10.3	14.8	20.1	18.3	10.9	5.4	-0.5	-2.1	1
长兴岛	-2.0	-2.0	-1.8	-0.5	6.8	12.8	18.5	19.6	15.7	9.2	0.1	-1.9	-2.0	1,2
秦皇岛	-1.9	-2.0	-1.8	1.9	10.1	14.8	18.5	23.1	17.1	11.5	1.5	-1.9	-2.0	2
塘沽	-2.5	-1.9	-0.8	4.3	8.6	16.7	20.8	21.6	18.5	12.3	2.1	-1.9	-2.5	1
北隍城	1.2	-1.2	-1.2	0.8	3.9	7.9	13.8	15.4	16.7	14.1	8.9	3.8	-1.2	2,3
烟台	-3.1	-2.1	-1.5	3.5	8.0	13.8	17.9	20.1	16.9	13.6	6.1	-0.4	-3.1	1
成山头	-1.6	-2.8	-0.6	1.7	5.4	9.6	10.8	12.8	19.9	15.2	9.4	2.0	-2.8	2
千里岩	1.8	0.2	0.6	2.8	5.7	10.2	18.1	20.4	21.2	17.3	11.3	5.0	0.2	2
连云港	-2.0	-1.5	-0.1	6.0	12.4	17.0	22.3	23.2	18.8	13.8	5.5	-1.4	-2.0	1
引水船	1.7	1.8	3.8	8.2	13.7	18.6	22.7	23.6	21.4	15.7	9.1	2.7	1.7	1
舟山(沈家门)	5.4	4.2	5.2	8.2	12.9	17.9	21.2	21.1	23.1	18.9	13.9	7.2	4.2	1
大陈	5.0	5.0	5.7	6.4	14.0	18.9	21.3	22.6	21.4	18.9	10.0	7.8	5.0	1,2
北麂	10.0	7.7	8.1	10.9	15.4	20.4	22.0	24.3	24.3	20.6	15.8	11.7	7.7	2
东山	10.8	9.9	11.1	14.5	18.9	20.3	22.3	23.2	23.6	20.6	16.6	12.5	9.9	2
遮浪	11.6	10.9	11.2	14.8	19.6	21.8	21.9	22.1	22.7	21.8	17.6	14.1	10.9	2
硇洲岛	11.9	12.0	13.4	17.5	22.7	24.3	25.2	24.7	25.2	22.4	16.6	15.0	11.9	1
海口	13.1	12.5	14.5	16.5	23.2	26.0	25.4	26.5	25.5	21.6	17.2	14.4	12.5	2
莺歌海	15.6	16.1	18.9	19.8	25.1	25.4	25.9	26.9	26.1	22.8	20.8	17.8	15.5	1
涠洲岛	13.8	12.3	13.7	16.4	22.4	25.4	[illegible]	26.6	24.6	22.4	17.4	13.9	12.3	2
西沙	17.2	18.8	19.7	22.4	24.2	26.5	25.9	25.7	24.4	24.0	22.2	19.2	17.2	1

第二节　海水盐度的分布和变化

一、影响海水盐度分布和变化的因素

研究海水盐度的分布和变化，必须了解影响盐度的各种因素。

海洋中增盐的因素有：蒸发、结冰、高盐的平流、与高盐海水的混合、含盐沉积物的溶解等；减盐的因素包括降水、融冰、低盐的平流、与低盐水的混合、陆地上的淡水流入(河流、冰河、冰山)等。这些因素，对世界所有海区来说，具有普遍意义。但是，所有这些因素在不同时间、不同地点，它们的相对重要性是不相同的。对大洋来说，蒸发、降水、环流和海水的混合最为重要。在高纬度的寒带海区，结冰和融冰对盐度的影

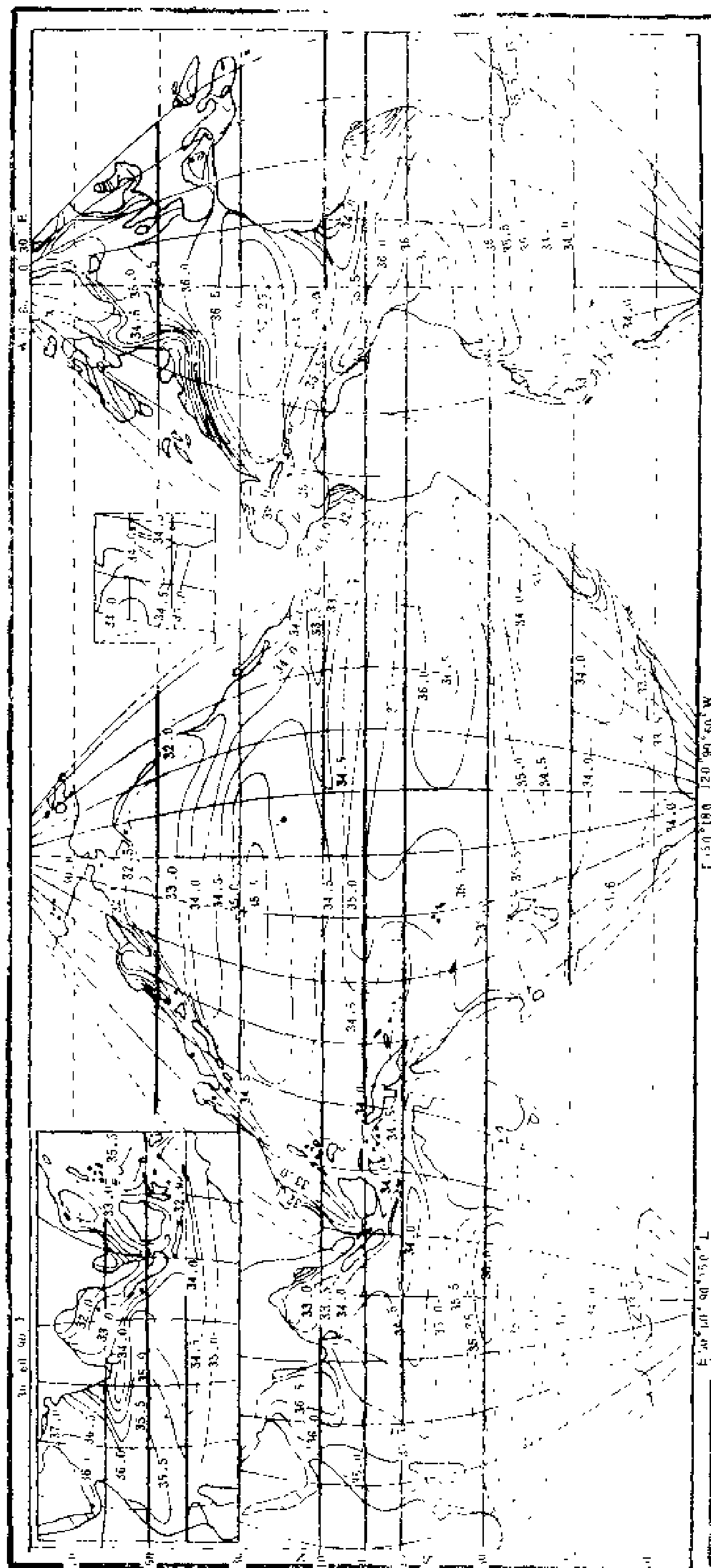


图5-42　世界大洋表面盐度年平均分布

响很大。沿岸海区，尤其是河口海区，盐度的变化则取决于大陆径流量。因此，要研究海水盐度的分布变化规律，要进行具体分析。

影响中国近海盐度分布变化的因素很多，决定于降水、大陆径流、蒸发、环流、结冰、融冰等多种因素的综合作用。沿岸一带为大陆径流所形成的低盐冲淡水，外海主要是来自太平洋的高盐水。这两种水系的消长运动，构成了中国海盐度空间分布和时间变化的复杂性。渤海在严冬季节有结冰现象，对盐度的分布变化也有一定的影响。

二、海水盐度的分布

（一）大洋盐度的分布

1．盐度的水平分布 图5-42显示世界大洋表面盐度年平均分布。由图看出：

（1）大洋表面盐度分布的特点是：南、北纬20°处盐度最高，三大洋都出现高盐区，这一高盐区的中心值都在35.5以上；然后又随纬度的增高而降低，最低值在高纬海区。形成这一分布的原因，是由于赤道地区降水量大于蒸发量，而南、北纬20°左右处是信风带，天气稳定而干燥，蒸发量大大超过降水量；至高纬海区蒸发量有所减小，降水量有所增加。图5-43中，蒸发量与降水量之差($E-P$)和盐度年平均值随纬度的分布趋势非常一致，说明这一因子对大洋表面盐度分布，具有决定性的意义。

（2）在亚热带高盐区与极地之间，各大洋都有一个盐度随纬度减少得很快的区域，南半球在45°—50°S之间尤为明显，盐度径向梯度很大。这一现象，是由于海洋环流所造成。在这一梯度较大的区域与极地之间，盐度略小于34.00。

（3）三大洋极地寒带海区，夏季表面盐度均较低，一般都在30左右，这是由于融冰的影响，使盐度降得更低。

（4）寒、暖流交汇处等盐度线特别密集，这是因为暖流的盐度较高（源于盐度较高的热带海区），寒流的盐度较低（源于盐度较低的寒带海区），这在大西洋和太平洋的西北部表现得很突出。

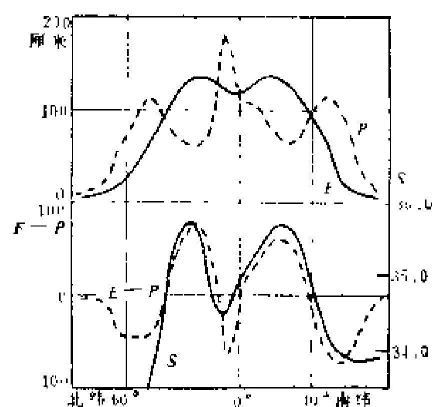


图5-43 世界大洋表面（包括边缘海）的大气降水P、蒸发E、$E-P$和盐度S年平均值随纬度的分布

（5）三大洋的边缘，盐度都很低，而大洋中心盐度则较高，这显然是陆地上淡水流入的影响。

以上可以知道大洋盐度表面水平分布的一些基本规律。必须指出，虽然蒸发和降水只能影响表层盐度的分布，但由于海水混合的作用，海洋上层盐度分布和表层盐度分布并无太大的差别，只是随着深度的增加，盐度的水平差异将越来越小。在深于2500米的地方，充满着性质十分均匀的深层水和底层水，盐度的水平差异也和温度一样十分微小。

2．盐度的垂直分布 图5-44、5-45、5-46是太平洋、大西洋、印度洋断面盐度分布图。图中清楚地可以看到，在大约1500—2000米之内的水层，等盐线分布较密；而在这个深度之下，等盐线稀疏，盐度几乎都在34.7—34.9之间。另外，在图5-44太平洋径向断面分布上可以看出，有四个明显的舌状分布，这表明在两半球亚

热带和高纬海区分别有高盐和低盐的海水辐聚下沉。这个海水辐聚下沉的海区，在海洋上是一个纬向带，纬度较低的叫亚热带辐聚带，纬度较高的叫极地(或亚极地)辐聚带，在大西洋和印度洋中，情况也相类似图5-45、5-46。这些下沉的海水，在它经过的地方形成最高盐度层；在高纬度或极地辐聚带下沉的海水经过之处，则表现出最低盐度层的特征。虽然亚热带辐聚带下沉的海水盐度高，但温度也高，比高纬度或极地辐聚带

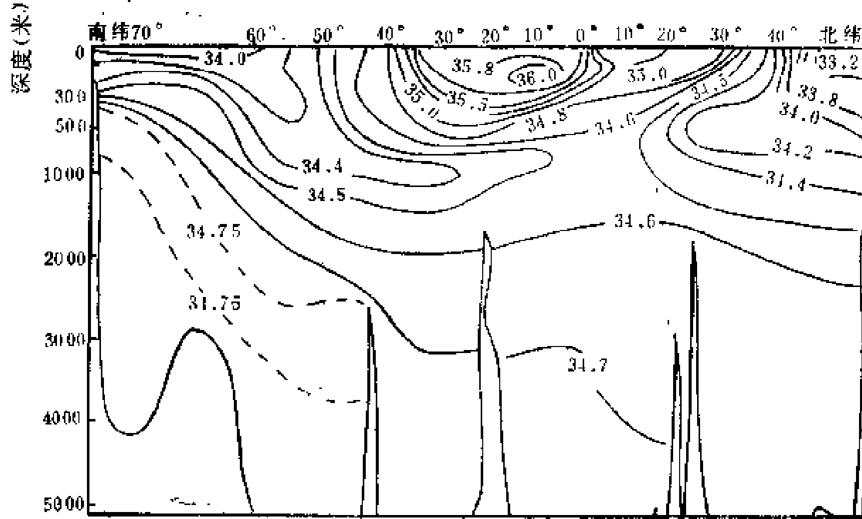


图5-44 太平洋西经160°—170°断面盐度分布

图5-45 大西洋经向(从南极大陆到格陵兰岛)断面盐度分布

图5-46 印度洋东经60°—70°断面盐度分布

图5-47 太平洋盐度垂直分布

……10°—20°N 170°—180°E (5月)

——20°—30°N 100°—110°W (11月)

----40°—50°S 180°—170°W (9月)

—·—60°—80°S 170°—160°W (12月)

下沉的低温低盐海水密度要小。由于密度不同，下沉的海水所达的深度也各有不同。一般地说，在亚热带下沉的海水，因密度较小，散布在海洋上层，形成盐度最高的"上层水"；而高纬度下沉的海水，由于密度较大，散布在上层水之下，形成海洋中最低盐度的"中层水"；在"中层水"之下，一直到海底，充满了从高纬度格陵兰外海和南极威德尔海下沉的十分均匀的深层水和底层水，它们的盐度比上层水低，但比中层水要高些，而温度却最低。

大洋盐度随深度的变化可大致分成四种基本类型(图5-47)：

(1) 赤道-热带型的特点，是次表层(100—150米)有盐度的最大值，中层(约800—1500米)有最小值。

(2) 亚热带型的特点是表层具有盐度最大值，而中层有明显的最低盐度层。

(3) 亚寒带型的特点是表层盐度最小，向下逐渐增高，到1500—2000米以后，盐度几乎不变。因此，它没有明显的低盐或高盐中间层。

(4) 极地型的表面盐度最低，不过这一低盐水层的厚度很小(约50—100米)，由此往下，盐度迅速升高，至大约300—500米以下，就几乎不再变化了，所以这一类型的特点是表层的强烈淡化和表层以下的均匀一致。

上述四种类型表示盐度垂直结构最有普遍性和典型性的例子。至于各层海水盐度的具体量值以及它们所处的深度，即使在同一类型中，情况也是不同的。从图5-47可以看出，大洋盐度的垂直分布，可以分成上下不同的两大部分：在上层(0—2000米)，不同纬度的四条曲线，都很分散，而且盐度的垂直变化很大；约从2000米开始，曲线都集中在一起了。这说明，在这一水层以下，盐度变化十分缓慢，尤其在深层和底层，几乎没有变化。

(二) 中国近海盐度的分布

1. 盐度的水平分布 图5-48、5-49表现了中国近海表面盐度分布。从图中可看出其分布的基本规律大致是：近岸，尤其是河口海区盐度低，外海盐度高；北面海区低，南面海区高。近岸海区，特别是河口附近海区，因受大陆径流影响，变化剧烈，水平梯度大，而外海变化缓慢，水平梯度小。由于影响盐度分布和变化的因素，在各海区所起的作用及其相对重要性不同，故各海区的盐度分布变化也不一样。

渤海是中国近海中盐度最低的一个海区，年平均值约30，东部略高，平均约31，近岸区只有26左右。盐度分布主要决定于黄河等大陆径流和黄海暖流余脉的消长。冬季，河口径流量小，等盐度线大致平行于海岸。这时，外海高盐水(黄海暖流余脉)向西伸入，直达渤海中央，因此中部盐度较高。辽东湾有一个低盐中心。整个冬季，三大湾内均为低温低盐水。夏季，由于黄河等大陆径流量的增加，海面盐度降到最低。8月表层盐度一般小于30，而河口海区，甚至小于24。丰水期，黄河淡水与海水混合，形成一个低盐水舌，浅薄低盐，可影响到渤海中央区域，盐度最低值达22。而黄海暖流余脉因受沿岸水的排挤，仅能到达海峡区域。在三大湾内均为高温低盐区，但当黄海暖流余脉向西伸入，直达渤海中央时，低盐水舌之下，仍为高盐水所占据。

黄海因入海河流较少，除了北部鸭绿江口海区外，盐度的分布与变化主要取决于黄海暖流的消长变化。冬季，整个海区主要受黄海暖流的控制，等盐线的分布趋势与水温相似。有一个高盐水舌自南向北伸展，而后向西延伸，经渤海海峡直达渤海中央，其位

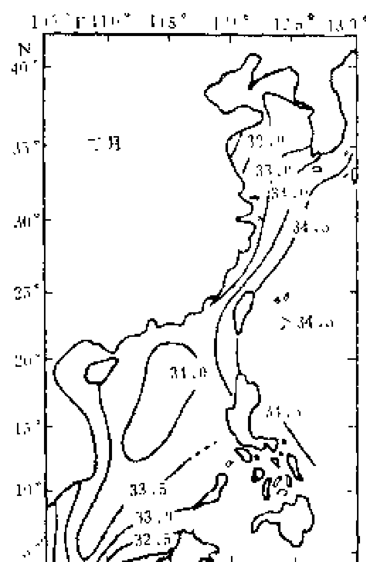


图5-48　中国近海及邻近海区
2月表面盐度分布

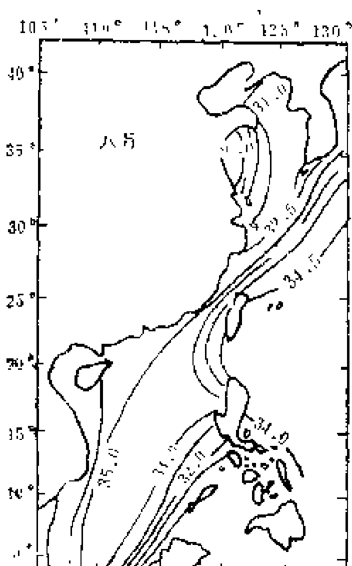


图5-49　中国近海及邻近海区
8月表面盐度分布

置大体与高温水舌相当。盐度比渤海高。近岸区域，盐度较低，为31—33；中部较高，为32—34；济州岛附近最高，高于34。盐度的垂直分布从上到下均匀一致。夏季，除北部沿岸海区受鸭绿江冲淡水影响而呈现低盐特点外，整个海区盐度降低不大，大约为30.0—31.5左右，分布较均匀。这时，黄海暖流所控制的高盐水的范围远较冬季为小，只影响到渤海海峡附近区域，鸭绿江口和长江口外形成低盐水舌，特别是长江口低盐水舌可扩展到济州岛西南。

东海盐度分布主要取决于外海高盐水和沿岸长江冲淡水的消长变化。冬季，等盐线呈西南、东北走向，与黑潮主轴流向近于平行；在济州岛西侧，黄海暖流的高盐水舌伸向黄海内部，而浙闽外海也出现一个较弱的高盐水舌，自南向北伸展。在这季节，由于西北大风的影响，长江冲淡水沿岸南下，造成浙、闽沿海冬季盐度比夏季为低的反常现象。东海盐度比黄、渤海均高，除长江口地区低于30以外，大部分海区均较高，在330.—31.5，一般为34.0。东南部黑潮流域盐度最大，通常为34.5—34.8。浙闽沿岸盐度最小，仅30左右。夏季，通常在7--8月，长江径流量达到最大，长江口附近海区盐度剧减，最低只有5左右。同时盐度的水平梯度达到最大，甚至一个经度，盐度差可达10。这时长江冲淡水朝东北方向扩展，其前锋有时可抵济州岛附近，而冲淡水所影响的范围可跨纬度4°(30°—34°N)，几乎遍及整个东海北部，向南有时甚至可以影响到北纬28°—29°的海区。冲淡水所及区域，最大盐度差高达27(图5-50)。冲淡水厚度通常在10米以内，是一个水平范围较大、厚度较薄的低盐水层，它对东海北部乃至南黄海的表层盐度分布产生决定性的影响。这个季节，东海表面盐度约在32.0—34.0。大陆坡深水区域为稳定的黑潮主干，其盐度值仍在34.5左右。

台湾附近海区的冬季盐度水平分布趋势(图5-51)基本上与水温分布(图5-22)近似。冬季西北部盐度值低于30，东南部达34.7。在海峡北面，台湾北岸和西北岸一带盐度值也高于海峡的西北部。这一方面是因为海峡西北部受浙闽沿岸水的影响，另一方面是因为台湾北岸和西北岸一带表层以下海水受高盐水的影响。

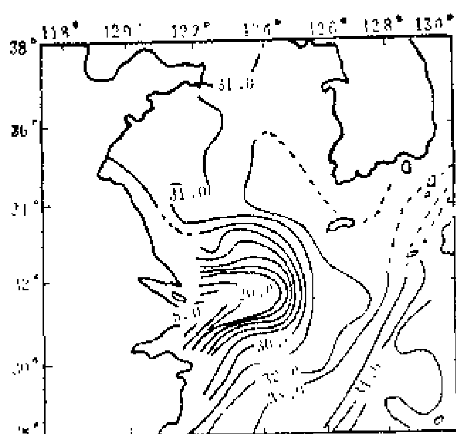


图5-50　长江口区夏季表层盐度分布

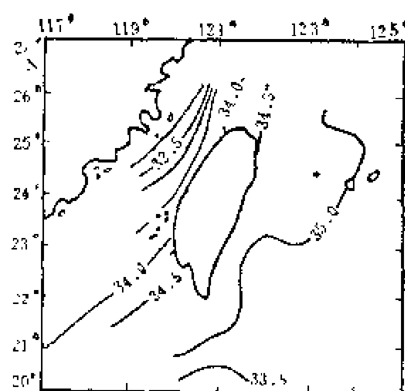


图5-51　台湾附近海区2月表层盐度分布

这些高盐水是沿台湾东面水域北上的高盐水，由于东北季风作用而有一小股高盐水向西沿台湾北岸运动。台湾南面及东南水域的盐度值均在34.5—35范围内，水平梯度很小。在吕宋海峡南侧出现较高的盐度值(35.5)，这与温度相适应，是高盐水的主流区。夏季(图5-52)，表层盐度普遍降低，最低值出现在海区北端中部(32)和海峡大陆沿岸(32.5)，最高值出现在台湾东南部(35)。海峡内等盐线的分布与海岸平行，在有上升流的海区，等盐线分布比较复杂。海峡轴向中央盐度最高，两侧较低，水平梯度增大。台湾东南部等盐线的分布基本上与冬季类似，为34—35，水平分布均匀。

南海是中国近海中盐度最高的一个海区，平均约34，盐度分布主要取决于南海诸沿岸水系与南海外洋高盐水系的消长变化。近岸区，因受大陆径流影响，盐度较低，约32，而且变化较大。外海区，因受太平洋高盐水控制，盐度终年较高，而且分布均匀，尤其是南海海盆，降水较少，所以盐度较四周高。冬季表面盐度分布特点是，整个海区都被一高盐水舌控制，水舌轴线方向由东北向西南，并在海的北部有一盐度大于34的封闭中心，这与南海的环流有关。夏季随着大陆径流增大，沿岸诸水系范围扩大。另外，这个期间，西南季风漂流发展，南部沿岸诸水系向北扩展，迫使南海表层高盐水向北退缩。比较图5-48和图5-49，可以看出，34等盐线范围缩小，并向北退缩。同时由于夏季降水和径流增加，海区表层盐度普遍降低。中部的南海海盆，由于深度大，范围广，而且终年受太平洋高盐水控制，故盐度一般大于34，比南海北部和南部的盐度高。

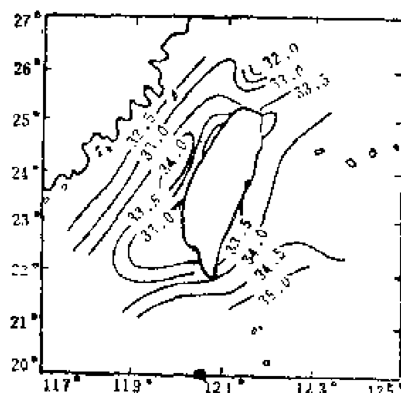
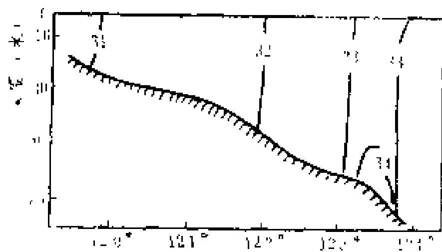


图5-52　台湾附近海区8月表层盐度分布

2．盐度的垂直分布　中国近海大陆架区域，盐度的垂直分布基本上与温度的垂直分布类似，即盐跃层的形成、发展和消失的过程，与前面所提到的温跃层相同，但盐跃层强度不如温跃层那样大，情况也要复杂一些，不过基本上也可分成三种基本类型，即冬季型、夏季型和过渡型。

冬季型特点，同水温的垂直分布一样，盐度的垂直分布自海面到海底均匀一致，出现垂直均匀层。冬季过后，随着温度垂直梯度的出现，盐度垂直梯度也开始形成，它的发展主要与冲淡水有关。夏季，当温跃层变得最强的时候，往往也是盐跃层最发达的时

期。夏季型的特点是，上均匀层是高温低盐的海水，跃层之下，冬季低温高盐的特性被保留下来。


图5-53　黄海某海区冬季断面盐度分布

中国近海大陆架浅水区，冬季因对流混合、涡动混合，可达海底，故盐度的垂直结构均匀一致或近于一致。东海及南海深水区的盐度垂直分布较为复杂。图5-53为黄海某海区冬季断面盐度垂直分布。由图看出，其右侧因有黄海暖流伸入，盐度大于31，盐度侧向变化大，其余地方盐度的垂直结构比较均匀(约32)，而且最高盐度等值线(34)是闭合的。这说明黄海暖流是自下层楔入本区，并未达到海面。

图5-54为东海东南部深水区冬季断面盐度分布。由图可知，上层盐度垂直均匀，其值自左向右递增，水深100米以内的浅水区均匀层直达海底，黑潮主干通过的地方均匀层厚度最大，约200米左右；自200至600米，盐度随深度增加而减小，600米以下盐度又见回升。

图5-55是东海东南部夏季断面盐度分布。其垂直结构特点为：从40—400米之间为高盐层，而在100米层盐度值达到最大，为35；400米以深，盐度又逐渐回升；外海上层高盐水向岸楔入，并顺底坡涌升，故等盐线向上倾斜。

图5-56、5-57为南海北部至台湾海峡南端冬、夏季盐度的断面分布。珠江冲淡水沿东南方向扩散的范围可达香港以南185千米，并在50米深处出现盐跃层。断面东部台湾附近因受太平洋高盐水影响，盐度比西部大，约34。

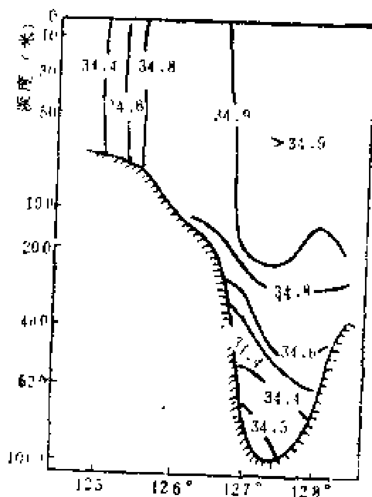


图5-54　东海东南部冬季断面盐度分布

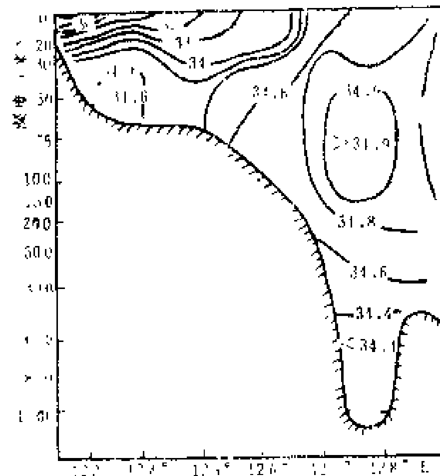


图5-55　东海东南部夏季断面盐度分布

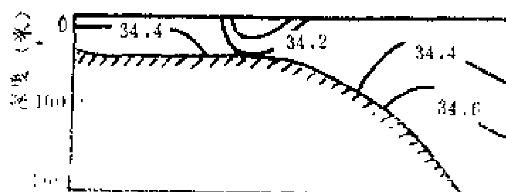


图5-56　南海北部冬季断面盐度分布

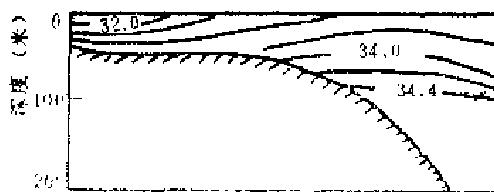


图5-57　南海北部夏季断面盐度分布

（三）中国沿岸表层盐度的地理分布

沿岸表层盐度地理分布的总趋势可由年平均盐度的分布看出。

年平均盐度，沿岸以河口区最低：珠江口为10.0(珠海)左右，钱塘江为12.4(金山咀)左右，长江口为15.4(引水船)左右，海河口为25.00(塘沽)左右。

渤、黄海沿岸，以辽南沿岸西部、渤海海峡北部以及山东半岛东部、南部沿岸盐度较高，其值31.0左右；其余沿岸较低为26.0—30.0。

东海沿岸，舟山群岛一带的盐度最低，且由西向东递增，如长涂为21.3，嵊山为29.9；舟山以南浙闽沿岸由北向南递增，如石浦为28.2，闽江口增到32.0以上。

台湾沿岸，年平均盐度最高，均为34左右。

南海沿岸，粤西沿岸及海口附近的年平均盐度较低，约为30.0；北海附近沿岸最低，约为27.5；其余沿岸的年平均盐度为32.5—34.0左右。

各个季节表层盐度的地理分布是：

冬季，渤、黄海沿岸，大陆径流最弱，大部分沿岸表层盐度升高。渤海海峡北部及旅大沿岸为最高，达31.5—32.0，表现为外海水的特性。海河口和莱州湾最低，分别为27.6和25.0左右。东海沿岸，长江径流变得很弱，冲淡水向东扩张的势力很小，影响宽度狭窄。由于东北季风的作用，长江冲淡水顺岸南下，与浙江沿岸的大陆径流汇成较强的低盐沿岸水往南推进，影响福建南部东山附近。因此，盐度由北向南递增，如长江口的引水船为22.7，坎门为27.8，东山为31.5。台湾沿岸，除新竹和澎湖的表层盐度为33.5左右外，其余沿岸为高盐特性，均在34.5以上。南海沿岸，基本受南部高盐水控制，盐度普遍较高。除粤西沿岸，北部湾北部沿岸和北道一带不超过32.0外，其余沿岸大部分为32.5—34.0以上。

春季，渤、黄海沿岸，东北季风大大减弱，渤莱沿岸低盐水影响的范围变小，山东半岛北部沿岸盐度比冬季显著增高，达到30.5，不再是低盐区。渤海海峡北部，辽南沿岸盐度稍有下降(约0.3)，河口区沿岸盐度显著下降，其余沿岸普遍有所增高(不超过0.5)。东海沿岸，长江口径流增大，盐度显著下降，如引水船降至12.0。而闽浙沿岸盐度值普遍增高，如东山增至33.0，有时还要大，这是由于夏季南海暖水北上加强的结果。台湾沿岸，随着降水的增加，盐度稍有下降，在34.0—34.5左右。南海沿岸，除北部湾、粤西沿岸外，盐度值与其它大陆沿岸相比仍为最高。

夏季，渤、黄海沿岸正是最大降水季节，降水及大陆径流的影响，渤、黄海沿岸的大部分区域盐度迅速下降，如辽南沿岸，辽东湾沿岸和苏北沿岸降到28.5—29.3以下。河口区下降更显著，如海河口一带降到23.0以下。莱州湾沿岸特殊，渤莱沿岸水向渤海中部冲溢，盐度增高达28.0左右，为一年中的高盐季节。东海沿岸，长江径流达最大，长江口盐度降到最低，如引水船降到11.9左右。长江冲淡水在西南季风的作用下，向东北方向流，浙闽沿岸不受其影响。南海来的高盐水，影响浙闽沿岸，盐度急剧增高，达33.5左右，使这一带成为高盐区，舟山一带也增至29.0左右。台湾沿岸，夏季雨水充沛，整个沿岸于8月份为最低值，在33.0—34.0之间，南海沿岸，降水及径流的影响，盐度有所降低，除粤西(30.0左右)，北部湾沿岸(24.0以下)外，其余沿岸仍不失高盐特性。如粤东沿岸仍在32.0以上，海南岛沿岸在33.5左右。

秋季，渤、黄海沿岸，径流显著减少，大部分沿岸的盐度回升，辽南沿岸回升最

快，一般增至30.0以上，渤海海峡北部沿岸，盐度升到31.5左右，表现了外海水的特性。辽东湾沿岸升高一点，为27.9—29.4，渤海湾沿岸更低，小于25.5。莱州湾及山东半岛北部沿岸盐度反比夏季低。这是由于渤莱沿岸低盐水，在西北风作用下顺岸东流，因而，盐度由西向东递增，如莱州湾沿岸为25.0，成山头为30.7。山东南部沿岸增高到30.5左右，苏北沿岸约为28.0左右。东海沿岸，长江口区因径流减弱而盐度增高。如引水船增至15.0。长江、钱塘江的径流，在东北季风作用下形成的冲淡水顺岸南下，使得浙闽沿岸盐度下降为全年最低值，且使盐度由北向南逐渐增加：从舟山一带24.2左右到福建北茭一带增到29.0。平潭以南仍受南海高盐水的影响，盐度为31.0以上。台湾沿岸，由于降水减少，径流减弱，黑潮加强，所以，台湾沿岸盐度均较夏季增高1.0。南海沿岸、粤东沿岸、海南岛和西沙群岛盐度上升，最高达33.0以上。相反，粤西沿岸的盐度比夏季还低，盐度值约低于30。北部湾北部沿岸、北海一带盐度又有回升，达27.7，而雷州半岛西侧沿岸升到31.8以上。

三、海水盐度的变化

（一）大洋盐度的变化

1．盐度的日变化　在大洋中，由于蒸发和降水的日变化很小，表面盐度的日变化也是较小的，同时，极值出现的时间也并不一致。从图5-59大西洋的两个测站上的盐度日变化曲线可以看出，日较差都不超过0.05。这两个图中，最高盐度出现的时间在午后五点左右，最低盐度出现时间在午夜以后和日出以前。

表面盐度的日变化是由海水混合而向下传播。随着深度增加，日变化将愈来愈不明显。盐度日变化的深度，是由表面盐度的日较差和表层海水的稳定性所决定，海面日较差愈大，水层愈不稳定，日变化的厚度便越大；反之便愈小。一般地说，其厚度是不大的，大致与温度日变化的厚度相仿。但是，有些海区却出现相反情况，即表层以下盐度的日变化远远超过其上面水层的情况，如图5-60所示。从图中看出，0—50米的水层日变化相当小，而在其下的某些水层，却出现明显的短周期变化，其原因是海洋内部密度跃层中的内波引起的。

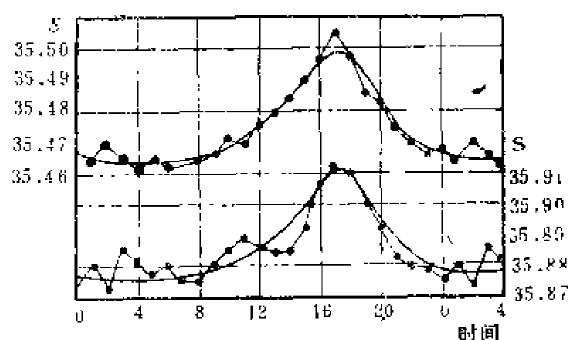


图5-59　大西洋两测站（20°S—4°N之间：44.5°W，34°W）上表面盐度的日变化

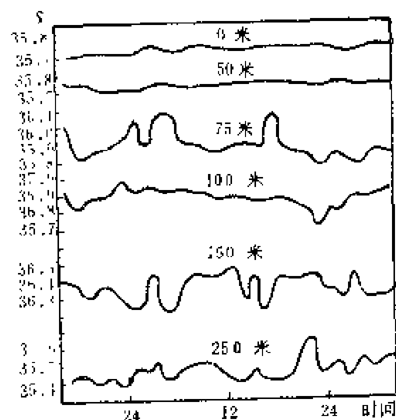


图5-60　某海区盐度的日变化

在盐度的短周期变化中，潮流常起显著的作用。图5-61是某海区连续25小时观测的结果。由图可知，从0到150米各层曲线具有显著的盐度短周期变化，大致一天有两

次最高，两次最低，和半日潮的周期相似，显然是由于潮流作用。150米及表层(0—10米)变化的情形有显著差异，主要是因为这两层潮流的方向有显著的差异。25米及50米，发现比较短的周期变化，因为此处在垂直方向不连续面上有内波发生。

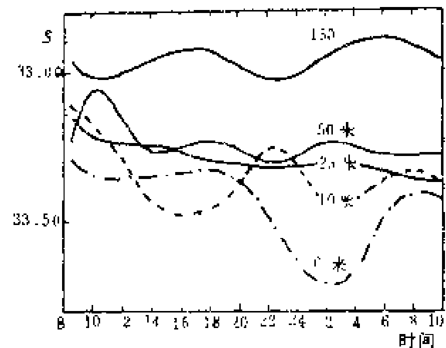


图5-61　大西洋中央部分盐度日变化

2、盐度的年变化　大洋盐度的年变化，主要由蒸发降水(包括径流)的年变化、季节性的结冰、融冰以及海流的年变化等因素而引起。由于上述这些因素在各地所起的作用及其相对重要性不同，各地盐度的年变化特征也不一样。

图5-62是太平洋北部南千岛群岛海区的年变化曲线。图中指出，表面盐度的最大值发生在12月，这与鄂霍次克海和白令海的大量结冰以及由盛行的冬季季风引起的蒸发量的增加有关。最小值出现在4月，这与海面的融冰有关。由于夏季的降水量很大，所以盐度较小，但从秋季开始便很快地增大。那里的年较差为1.05。

日本以南海区图5-63年变化的最大值出现在冬季，最小值出现在仲秋。这与冬季西北季风盛行的月份里蒸发旺盛，以及夏季各月降水大于蒸发的情况有关。其盐度年变化值为2.05。

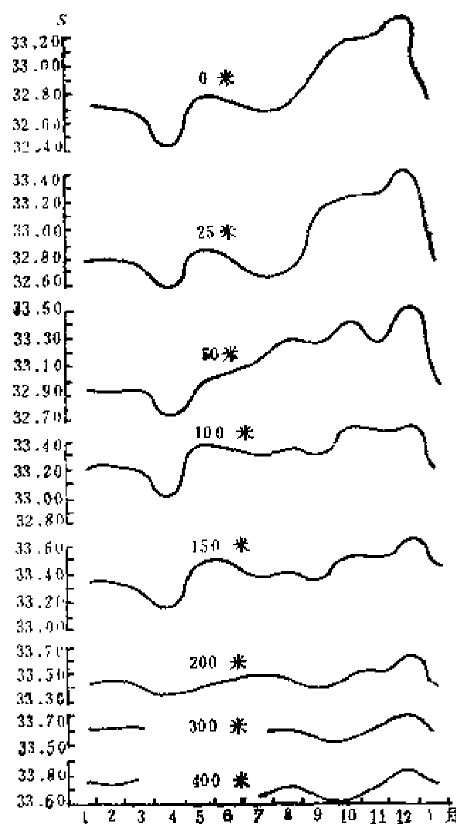


图5-62　太平洋北部南千岛群岛海区盐度年变化曲线

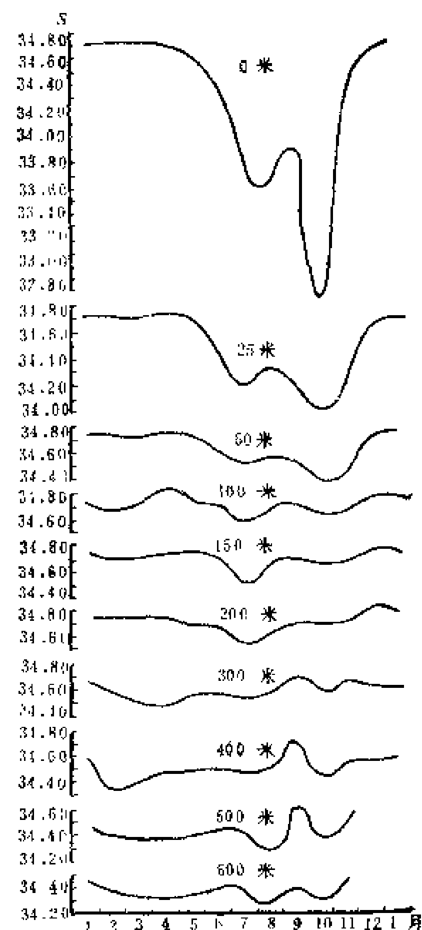


图5-63　日本以南海区盐度年变化曲线

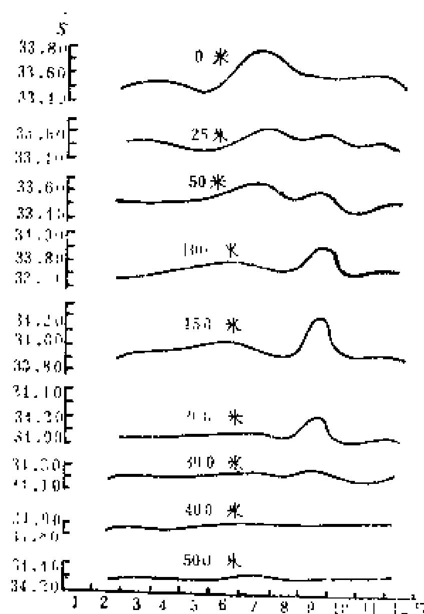


图5-64　太平洋东部加利福尼亚海区盐度的年变化特性

太平洋东部加利福尼亚海区盐度的年变化特性（图5-64）与西部有很大差异。在那里表面盐度最大值出现在盛夏，这与盐度较高的上升流的出现有关。最小值出现在春末。其值视降水情况而定。那里的年较差较小，只有0.28。

表层以下盐度的年变化一般均随深度明显地减弱，这在上面有关的图中可以看出。深层盐度的年变化取决于海流。

3．盐度的不正规变化　由于海面的风暴而产生的海水强烈混合以及大量降水而引起的径流猛增和海流的异常变化等，都将引起盐度不正规的突然变化。在密西西比河距岸11—15千米的河口海区，曾发现洪水注入的1—2天内，盐度降低19。

4．某些海区的表面盐度极值　世界上盐度最高的是死海，表面为231，40米深处为281。黑海的卡拉嘎兹—哥罗湾也高达200以上，红海热点处$S=200$。

日本海的平均盐度约为34。

鄂霍次克海的盐度约为32，南部较高，可达33。

红海北部的盐度高达42.8。

地中海西部直布罗陀海峡（西面），上面向里流入地中海为36，下层流入大西洋为37，东面达达尼海峡处，上面流入地中海为30，下层流出地中海为38；地中海深层水的盐度值为38.4—38.6。

黑海中央区盐度约为18，西部急剧降低。

波罗的海表面盐度大多小于10，是一个盐度值最低的海区。

巴伦支海最高盐度可达35，沿岸降到30。

（二）中国近海盐度的变化

1．盐度的日变化　中国近海区域由于蒸发降水的日变化比大洋大，所以盐度的日变化也比大洋更为显著，其日较差往往比大洋日较差大十几倍。另外，由于内波及潮流的影响，某些海区也出现较大的日较差，其变化周期则与内波和潮汐的周期一致。

2．盐度的年变化　中国近海盐度的年变化，不仅年较差大，而且变化也比较复杂。沿岸地区的盐度变化主要受径流影响，其特点为年较差大，近岸区域和河口附近一般可达2—3，长江口最大可达10—20，最低盐度多出现在大陆径流最强期以后的1—2个月，大致为7—9月，而最高盐度多出现在冬末至春末3—6月。外海区域的盐度年变化，表层主要受蒸发和降水支配，年较差较大；表层以下各层盐度的年变化主要取决于下层各水团间的消长变化，年变化较小。在黑潮区域，最大值一般出现在2—4月，最小值出现在9月，如图5-65所示。

以上讨论的仅仅是一般的平均状况，但某些海区盐度变化的规律比较特殊。例如浙江南部外海某海区，5—8月表层盐度较高，8月最高，最低值出现在10月左右。这是因为从台湾东北沿闽浙外海有一个黑潮小分支，7—8月加强，侵入浙江南部外海。在这一

小分支北上的时候，把底层的高盐低温的海水带来，沿着缘底不断爬升，终于达到海面，使那里的盐度出现最高值。

（三）中国沿岸表层盐度的变化

中国沿岸表层盐度的年变化是十分复杂的，但大致可以归纳为三大类型：

1．河口型　河口区沿岸受大陆径流的影响最大，全年盐度值比较低，且随着径流量季节变化而变化，年较差最大。如长江口的引水船12月盐度为22.7，6月为11.5。受海河、黄河径流影响较大的渤海湾沿岸，年较差可达5以上。珠江口的珠海，夏季盐度降至10以下，而冬季可达33以上。

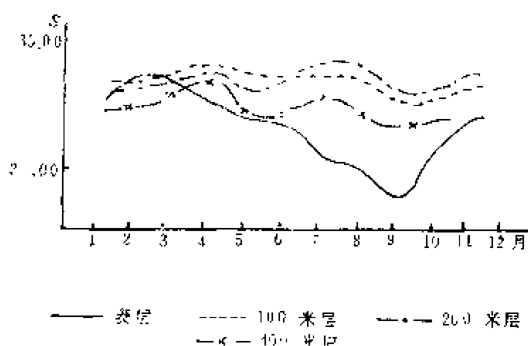


图5-65　东海黑潮区盐度年变化

2．高盐型　远离江河口，外海高盐水影响显著，终年以高盐为特征，年较差小。如渤海海峡北部，山东半岛南部沿岸，除7、8、9月盐度因降水略低外，其余月份均为高盐，分别为31.5左右，31.0左右，年较差分别为1.9、1.0。台湾东南部沿岸11月至次

表5-12　沿岸各地最高表层盐度

站名 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	极值	月份
小长山	33.91	34.05	33.13	32.47	32.81	32.29	31.51	31.66	31.94	32.21	32.14	32.86	34.05	2
葫芦岛	32.60	31.69	31.43	31.55	32.59	31.43	31.22	30.37	30.44	30.41	31.02	30.50	32.60	1
塘沽	32.18	30.95	31.20	31.26	31.00	31.17	30.43	31.04	31.55	31.51	31.35	29.94	32.18	1
北隍城	32.34	32.47	32.60	33.26	33.34	32.21	31.82	31.69	31.53	31.89	32.03	32.01	33.34	5
烟台	32.55	31.64	31.83	31.60	31.60	31.58	31.07	31.17	31.31	31.36	31.49	31.36	32.55	1
成山头	31.60	31.82	32.21	32.09	32.60	31.82	32.00	31.62	31.33	31.67	31.80	32.74	32.74	12
千里岩	31.92	31.91	31.98	32.22	32.09	32.01	32.01	32.09	31.56	31.65	31.91	31.98	32.22	4
连云港	31.7	31.7	32.1	32.4	32.2	31.9	31.3	34.1	30.8	31.1	31.5	31.9	33.1	8
引水船	31.15	31.71	30.64	29.80	24.70	23.42	28.66	26.22	31.29	32.00	30.79	31.26	32.00	10
舟山（沈家门）	29.46	30.51	29.97	30.90	30.32	30.95	34.17	34.43	33.04	27.12	27.03	27.63	34.43	8
大陈	31.29	30.55	31.17	32.41	31.82	33.24	3[illegible].50	36.00*	35.61	32.86	29.29	29.33	36.00*	8
北茭	30.8	31.8	32.20	32.3	33.7	34.5	3[illegible].90	34.5	34.7	34.00	30.8	30.00	34.9	7
东山	32.94	33.41	34.84	34.70	36.33*	34.94	3[illegible].70	34.70	34.16	34.13	34.42	33.35	36.33*	5
遮浪	33.9	34.0	34.8	35.5	35.5	35.0	3[illegible].0	35.3	35.1	35.6	35.2	35.1	35.6	10
闸坡	33.48	32.75	33.12	33.13	33.51	33.65	3[illegible].93	33.87	33.94	31.91	32.09	32.75	33.94	9
海口	34.5	34.4	35.4	34.1	34.0	33.4	3[illegible].7	33.3	33.4	33.5	33.0	33.7	35.4	3
莺歌海	35.21	35.21	35.73	35.87	35.87	40.99*	3[illegible].69	38.63	34.83	34.16	31.56	34.70	40.99*	6
涠洲岛	34.2	34.4	34.4	34.0	34.2	34.3	3[illegible].2	33.8	33.8	33.9	33.5	33.5	34.4	3
西沙	34.56	34.90	34.61	34.38	34.52	34.63	34.27	34.72	34.14	34.51	34.42	34.42	34.90	2

* 可能为观测误差。

年4月为高盐期，约为34.5以上，最低值在8月，约为33.4—34.0左右。西沙变化更小，盐度全年都在33.4—34.0。

3. 混合型　表层盐度有较明显的季节变化，年较差较大。就引起盐度变化的因素来说，这一类型又分为二种：第一种是由于沿岸水的强弱和影响范围的大小，决定盐度年变化为冬高夏低。如辽南沿岸水最盛，8月份的盐度降到最低，小长山为28.2，9月份后，辽南沿岸水消衰，开始增盐，小长山在三月份达最高，约32.0。此外，雷州湾沿岸也属此列。第二种是由于季风交替引起的不同性质流系的变化。决定盐度年变化为夏高冬低。如浙闽沿岸的盐度是随南下的闽浙沿岸水和北上的南海高温高盐水的消长运动而变化为夏高冬低，年较差大。舟山一带可达7.0—8.0，北麂一带为5.0左右，到东山减为1.5。

中国沿岸部分台站每月最高表层盐度和最低表层盐度列于表5-12和表5-13。

由表5-12可知：各月最高表层盐度，除引水船外，其余各站均高于32.0。就其极值来说，渤、黄、东海沿岸都高于32.0，小长山测到最大值为34.05，南海沿岸均高于33.9。

由表5-13可知：各月最低表层盐度，大部分台站低于30.0。就其极值来说，各海区均以河口区最低，如塘沽曾测得4.2，引水船曾测得0.00。

表层盐度极端最低值出现的时间，除闸坡为4月外，其余均在6—10月，多数在7—9月，显然，这是夏季降水多和径流大的缘故。

表5-13　沿岸各地最低表层盐度

站名＼月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	极值	月份
小长山	30.55	27.00	31.18	29.07	24.74	27.89	18.96	16.07	22.11	23.94	30.22	30.50	16.07	8
葫芦岛	24.67	26.31	27.48	28.12	26.33	27.57	13.57	17.38	16.44	21.26	24.34	26.09	13.57	7
塘沽	15.16	17.21	14.76	10.43	12.45	13.89	12.57	12.52	7.11	4.20	12.56	14.51	4.20	10
北隍城	31.11	30.91	31.17	30.44	28.03	28.96	24.79	25.12	28.49	27.54	30.50	29.33	24.79	7
烟台	24.78	25.67	26.74	28.69	28.28	27.83	17.90	24.45	25.50	26.44	27.60	25.05	17.90	7
成山头	27.30	28.41	28.28	28.55	29.79	30.03	26.83	26.45	27.49	27.63	28.87	28.06	26.45	8
千里岩	30.32	30.14	30.37	29.92	30.03	30.17	28.49	24.85	29.22	29.81	29.90	30.17	24.49	7
连云港	26.02	27.21	28.19	26.87	22.83	26.78	12.9	13.41	13.48	17.86	23.31	24.99	12.9	7
引水船	3.15	7.02	3.80	3.62	0.48	1.05	0.10	0.21	0.50	0.00	1.58	1.06	0.00	10
舟山(沈家门)	22.11	21.85	24.00	21.82	23.40	22.92	17.03	23.74	15.28	19.14	17.90	21.74	15.28	9
大陈	21.85	25.14	26.97	19.61	18.82	24.34	24.36	26.71	25.14	12.52	24.08	25.26	12.52	10
北麂	26.97	27.50	26.73	27.78	28.13	25.97	29.56	28.44	26.92	27.23	27.11	26.97	25.97	6
东山	29.92	29.52	28.95	24.88	17.51	22.23	10.63	18.77	17.54	25.38	28.68	28.86	10.63	7
遮浪	27.9	29.6	29.15	25.77	27.1	17.0	23.7	22.4	23.22	28.0	31.89	24.0	17.0	6
闸坡	29.61	29.61	28.06	9.25	13.17	14.89	18.46	17.65	17.39	16.43	24.52	28.44	9.25	4
海口	17.1	21.58	21.58	15.10	8.44	8.3	7.27	8.84	2.17	5.17	14.89	16.98	2.17	9
莺歌海	31.36	31.53	31.04	27.97	31.17	29.20	26.83	23.69	21.86	24.57	26.11	29.46	21.86	9
涠洲岛	29.60	30.4	27.23	28.49	23.7	21.5	24.6	22.8	27.0	29.33	28.9	28.3	21.5	6
西沙	32.65	33.13	29.14	31.67	31.42	28.95	26.24	29.67	25.07	29.00	29.88	31.74	25.07	9

第三节　海水密度的分布和变化

一、大洋密度的分布和变化

（一）密度的水平分布

海水密度是随温度和盐度而变，因此，影响温度和盐度的各种因素都会影响海水密度的分布和变化。虽然各大洋不同季节的密度在数值上有所变化（如冬季大，夏季小），但其分布的基本规律大体是相同的（图5-66、5-67），即大洋表面密度随纬度的增高而增大，等密度线大致与纬度平行。赤道地区由于温度很高，盐度很低，因而表面海水的密度很小，约1.02300。亚热带海区盐度虽然很高，但因那里的温度也很高，所以密度仍然不大，一般在1.02400左右。极地海区由于温度很低，所以密度最大。在三大洋的南极海区，密度均很大，可达1.02700以上。图中还可以看出，在寒暖流交汇的地方，等密度线密集，梯度大，并与海流的方向一致。这一分布趋势与温度、盐度相似。

在上层海洋中，密度的水平分布与表面的区别不大。随着深度的增加，密度的水平差异不断减小，并且高密中心稍向极地方向移动。在海洋深层，密度的水平差异就非常微小了。

（二）密度的垂直分布

在垂直方向上，海水的结构总是稳定的，密度向下递增。图5-68是大西洋经向密度断面分布图。从图中看出，在海洋上层密度垂直梯度较大；约从1500米开始，密度的垂直梯度便很小，在深层，密度几乎不随深度而变化。

表面海水的密度从赤道向两极递增，在高纬海区的所有水层上，其海水的密度都较中纬海区为大，所以梯度的负方向指向中纬。这说明高纬海区的海水向中纬海区流动，其散布的深度要比中纬海区下沉的海水所散布的深度为大。图中还可看出，中纬海区的等密度线向下弯曲，这说明中层水是从表层下沉的结果；而在赤道地区的等密度线却向上凸起，这是因为那里有海水涌升的结果。涌升的海水将密度较大和温度较低的海水带到海面，并使表面出现低温中心。

由上可知，海洋中各水层的密度特征，首先在表面形成，然后按一定规律重新分布，从而形成了海洋中密度的垂直结构。

（三）密度的变化

大洋表面密度的日变化主要由温度和盐度的日变化来决定。二者本身的日变化很小，并且它们对密度的效应，部分地被抵消，所以密度的日变化就更小了，例如太平洋只在0.00005—0.00016之间。各海区极值出现时间并不完全一样。一般地说，最大值在早晨或上午，最小值在午后。日变化所能影响的深度，则与温、盐日变化所能达到的深度一致。在表面以下存在着密度跃层的地方，内波的影响非常显著。随着深度的增加，密度的日较差逐渐减小。深层水的密度变化，取决于海水的环流。

由于各海区温、盐的年变化特征及其在密度变化中的相对重要性并不一致，所以密度的年变化特征各地也不一样。例如，日本以南海区，密度最大值发生在4月，最小值在7月，年较差约为0.00351；加利福尼亚沿岸海区密度最大值在2月，最小值在7月，年

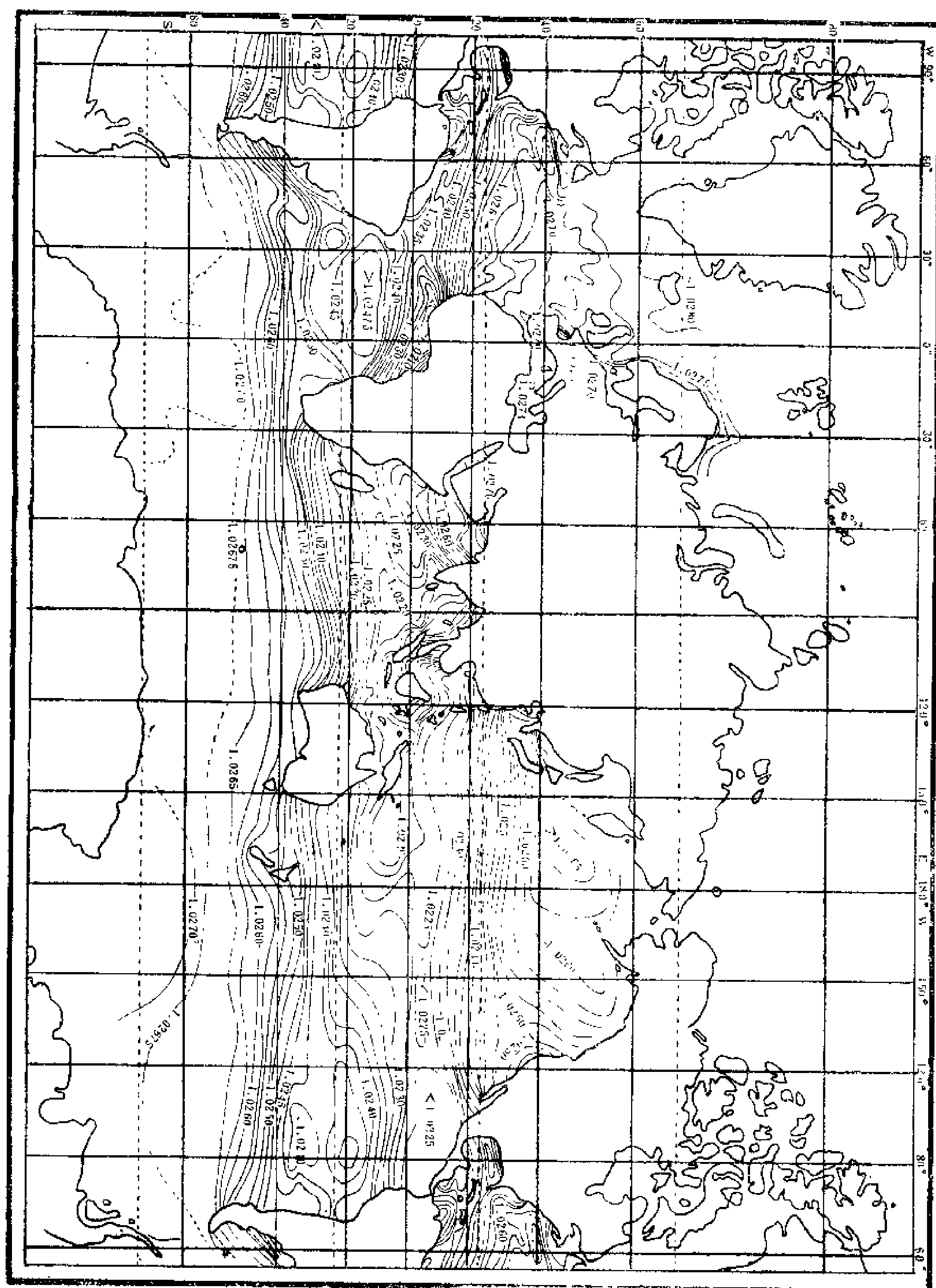


图5 66 世界大洋2月份表面密度分布

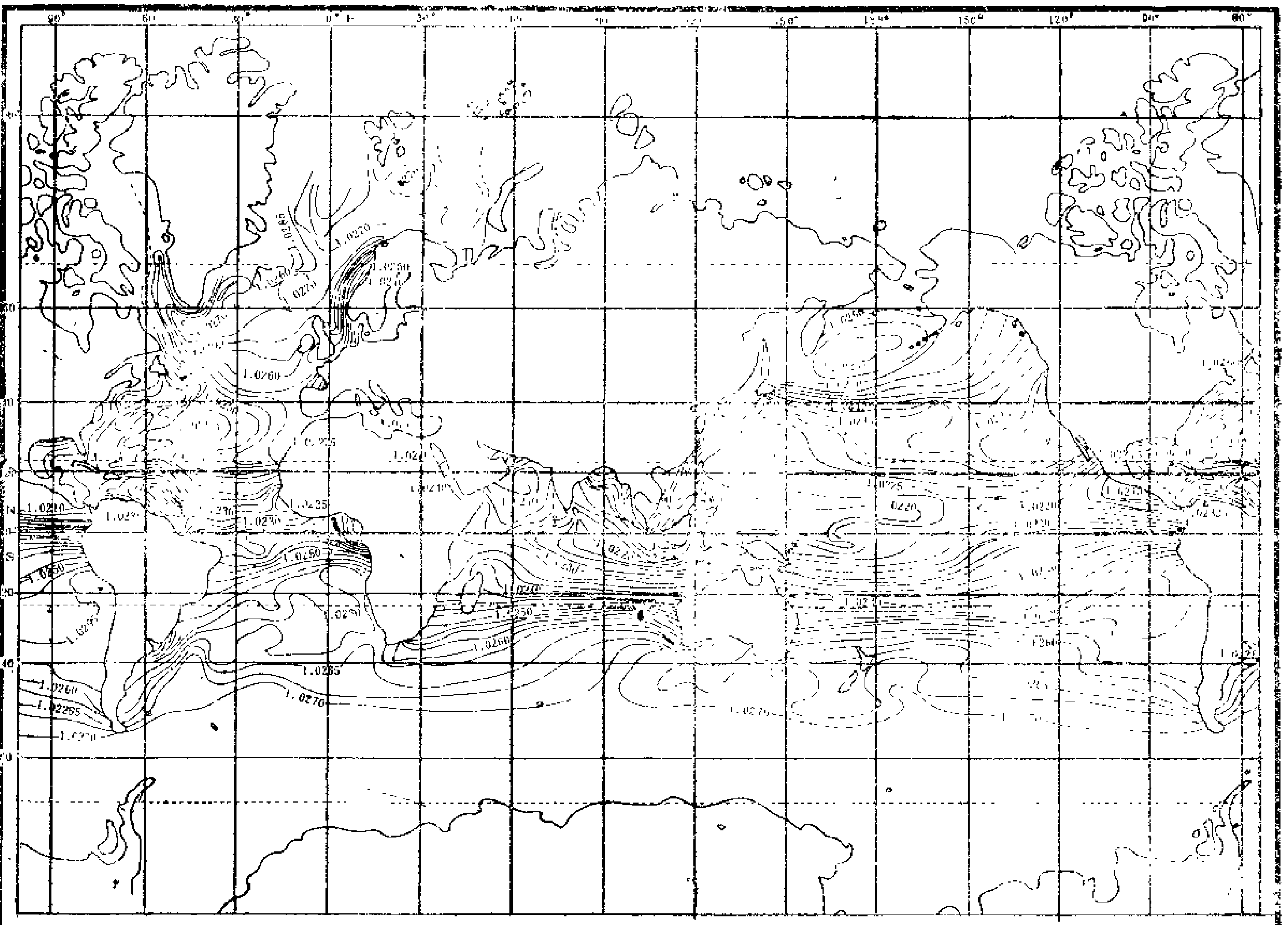


图5-67　世界大洋8月份表面水盐分布

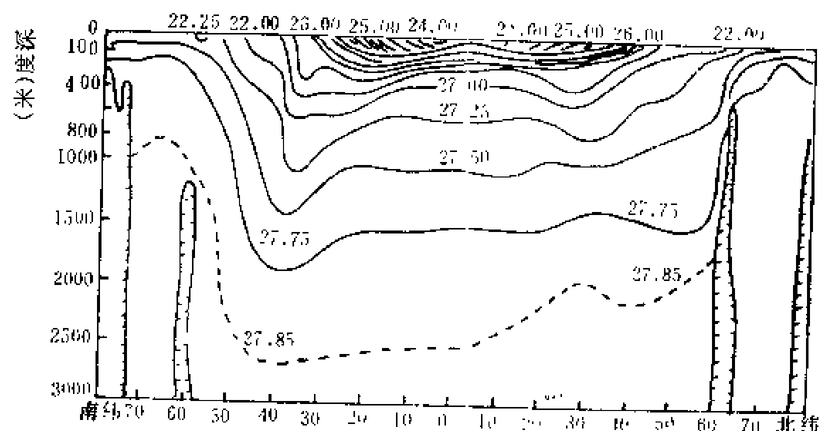


图5-68 大西洋经向断面密度分布

较差仅为0.00180。

二、中国近海海水密度的分布和变化

中国近岸海区，特别是河口海区，海水盐度变化大，因而这些海区表面密度的分布和变化主要由盐度决定。反之，在离河口较远的海区或深水海区，则主要受温度支配。

从图5-69、5-70、5-71、5-72可看出，其分布基本规律是：冬季普遍较高，夏季普遍降低，春秋季界于两者之间；南部海区低，北部海区高，密度随纬度增高而逐渐增大。

图中还可以看出，冬季等密度线的分布与等温线的分布有些类似。东海和南海北部，等值线的走向大致与纬度平行。夏季密度普遍降低，其分布特征与盐度相近。春、秋季处于过渡类型，影响因素较多，故规律性不很明显。

中国近海密度的垂直结构特征，自海面向下递增，与温度和盐度的垂直分布情况相同。冬季多数浅海地区出现垂直均匀层，夏季与温、盐跃层相对应，出现强大的密度跃层。图5-73表明了这三种跃层相一致的趋势。

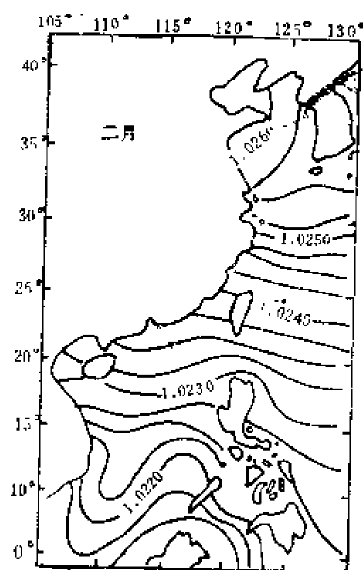


图5-69 中国近海及邻近海区2月表面密度分布

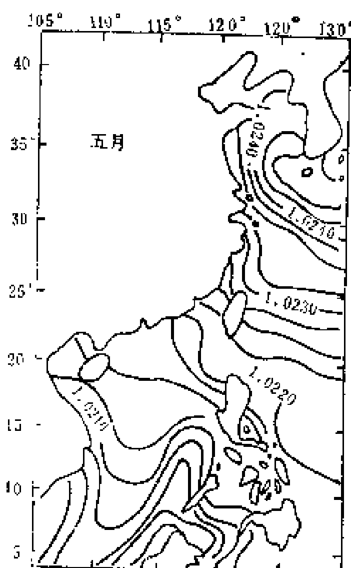


图5-70 中国近海及邻近海区5月表面密度分布

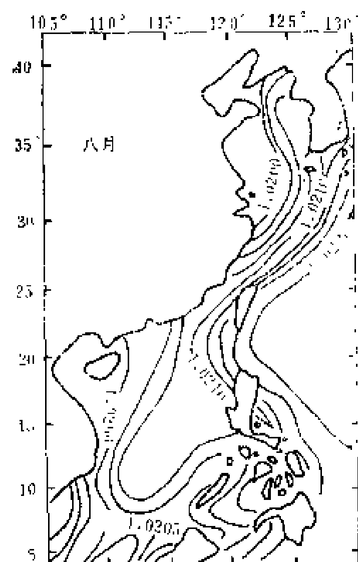


图5-71 中国近海及邻近海区
8月表面密度分布

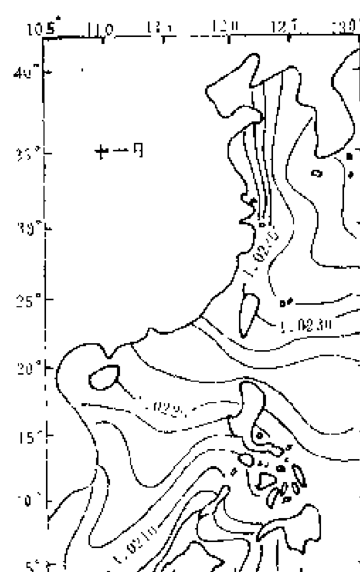


图5-72 中国近海及邻近海区
11月表面密度分布

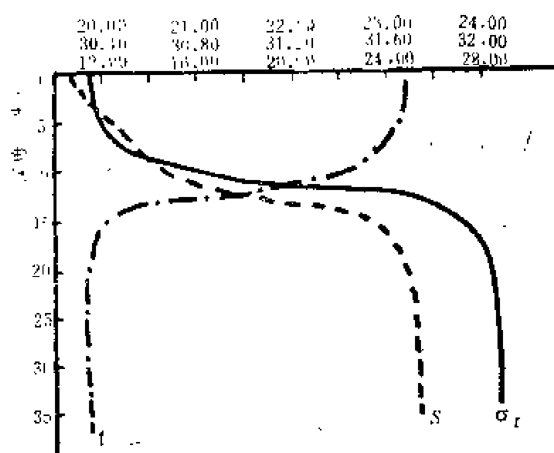


图5-73 中国近海某测站8月温度、盐度、密度的垂直分布

复 习 思 考 题

1. 海洋中增温的因素有哪些？减温的因素有哪些？
2. 说明热力平衡方程。
3. 为什么说整个海洋的热收支是平衡的？
4. 影响中国近海和沿岸水温分布变化的因素有哪些？
5. 大洋水温平面和垂直分布的基本规律是什么？
6. 中国近海水温平面和垂直分布的基本规律是什么？
7. 说明中国沿岸表层水温地理分布概况。
8. 说明水温周期性变化的规律。
9. 说明大洋水温日变化和年变化情况。
10. 说明中国近海水温日变化和年变化情况。

11. 说明中国沿岸表层水温变化情况和极值。

12. 影响盐度分布和变化的因素有哪些？

13. 影响中国近海盐度分布变化的因素有哪些？

14. 大洋盐度平面和垂直分布的基本规律是什么？

15. 中国近海盐度水平面和垂直分布的基本规律是什么

16. 说明中国沿岸表层盐度的地理分布概况。

17. 说明大洋盐度的日变化和年变化情况。

18. 说明中国近海盐度的日变化和年变化情况

19. 说明中国沿岸表层盐度的变化情况。

20. 影响密度分布和变化的因素是什么？

21. 大洋密度平面和垂直分布的基本规律是什么？

22. 说明中国近海海水密度的季节变化情况。

第六章 海 流

第一节 海流的分类及其表示法

一、海流的定义和分类

海流泛指海水具有相对稳定速度的流动，它是海水运动的形式之一。其一般形态为三维运动，为方便计，可以把它分解为水平方向和垂直方向两类。海流一词按狭义的理解，仅指海洋中海水从一个海区水平地或垂直地向另一个海区的大规模的非周期性的运动。

海流按其成因大致可分为三类：即风海流、梯度流和补偿流。风海流是在风力作用下形成的；梯度流是由于海洋中密度水平分布不均或其它原因所导致的水平压强梯度力产生的流动；补偿流是由于海水从一个海区大量流出，而另一个海区的海水流来补充而形成的。补偿流可在水平方向上发生，也可以在垂直方向上发生。在垂直方向上的，叫上升流(涌升流)或下降流。

在海洋学中，常常依海流本身的温度高于或低于它所流过海区的温度，而分为暖流和寒流两大类。这种分类只具相对概念，而非绝对的，即不是依某一水温值为标准来划分的。所以，寒流的温度不一定比暖流的温度低，反之，暖流的温度也未必一定比寒流的温度高。

通常在海流图上，分别用红线和蓝线来表示暖流和寒流。

在生产实践中，有时把海岸带的海流分为潮流和余流两种。在海岸带实测到的海流通常是潮流，风海流，地转流等叠加的合成海流，这种合成海流可分解为周期性海流—潮流和非周期性海流—余流。

实际上，仅由单一原因产生的海流极少，往往是几个原因共同作用的结果，但也有主次，如近海以潮流为主，外海以风海流和梯度流为主。

二、海流的测定及表示法

海流的测定一般有二种方法，一种是跟随一个海水质点(流体元)走，找出它在各个不同时刻的位置，但这种方法很难实现。过去一般用漂流瓶测表层流，这种资料，只能代表一种近似的平均流迹。现代用斯瓦罗中性浮子来测定各层海流。中性浮子即指一种与周围海水密度相同，随水流动的浮子。第二种方法是固定一个空间点来测定不同时刻海水质点流过这个空间点时的流速和流向。

海流是一个具有方向的量，用流速和流向表示，海流的流向是指海水流去的方向，而风向是指风吹来的方向。二者差180°。

海流多以矢量分布图来表示，常用的有流场分布图和流玫瑰图。

流场分布图表示某一时刻的或某一段时间内的平均流况，常以测点的或方区内的平均流速矢量表示。箭头指向海流的方向，以箭矢的长度，粗度，羽尾数或标值表示流速

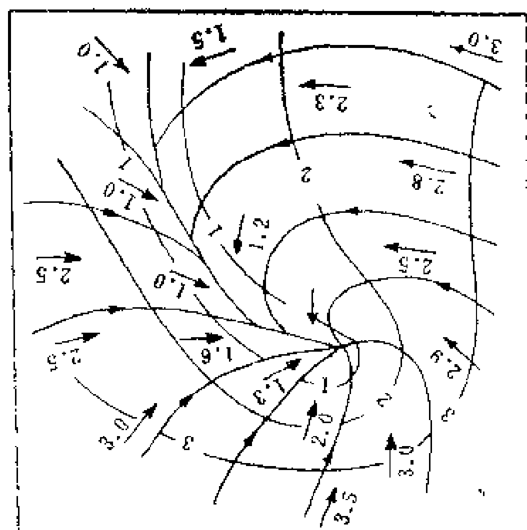


图6-1 流线图

的量值。按流线的定义，根据流速的方向绘制海区的流线图(图6-1)。流线就是在流场中，划出一条曲线，如果曲线上每点都和流场的矢量相切，这条线就叫做流线。

流玫瑰图和风玫瑰图类似，可表示海流的变动性，图6-2中，矢向表示各海区里该方位上的流向，矢量长度表示该方位流速出现的百分数，即频率(某一方位的频率＝某一方位流出现的次数/观测总次数)。平均流速则以该矢量的粗度(或标值或不同形式的箭矢)表示，中央数据则表示无流百分率。

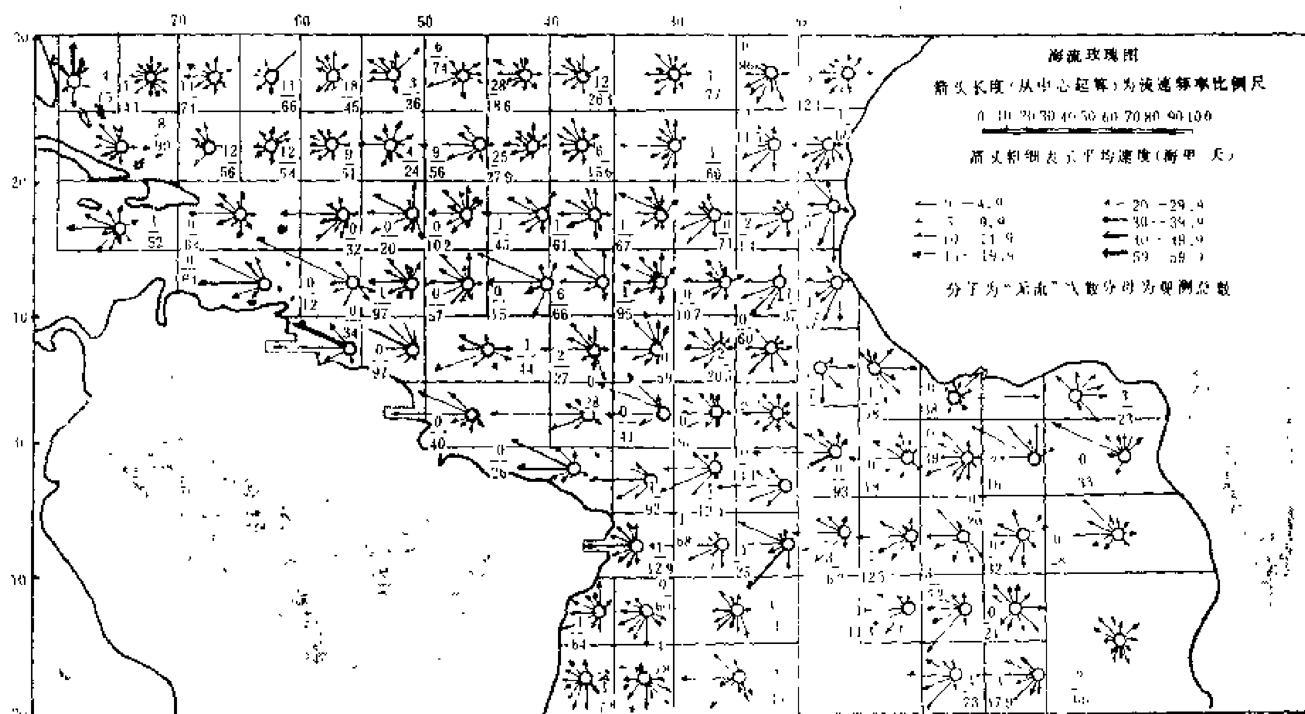


图6-2 流玫瑰图

三、海流的表征

海流的强弱通常用海流的平均流量和平均流速(或主轴最大流速)来表示。平均流量大，则海流强，反之则弱，这叫第一级强度；平均流速大海流强，反之则弱，这叫第二级强度。一般说来，第一级强度和第二级强度往往是一致的，但也有相反的情况，即流

速大流量不一定大(如同一断面则应一致)，反之亦然。

海流的规模常用流幅来表示。流幅是指垂直于主轴的水平宽度和厚度，即主轴横断面上流速为零的点之间的水平距离和厚度。

海流的主轴是指海流流动方向上流速最大点的连线。海流主轴(流轴)的分布和变化，对海洋水文状况影响很大。

第二节　压力场、柯氏力

海水运动是复杂的，有近乎周期性的运动，如海浪、潮汐等；另外还有非周期性的运动，如海流。就海流而言，不同的作用力产生的海流也不同，下面根据作用力的不同，来讨论各种海流的成因。

一、压力场

(一) 什么叫压力场

某一空间的压力场就是指这一空间的压力分布。"场"主要用等值面来描述，压力场就用等压面来描述。

(二) 等压面、等势面的概念

为了说明海洋中的压力场，我们导入等压面和等势面的概念，等压面是压力场中，压力处处相等的一个假想的面。有了等压面，海洋中的压力场就可用一组组等压面来描述。而等势面则是这样一个假想的面：海水沿着这个面运动时，重力对它不作功，因此等势面便与海洋中重力场密切相关，而等压面的起伏，表示海洋中压力的分布。

(三) 流体静力平衡方程式

等压面与等势面之间的关系可由流体静力平衡方程式给出。若以P表示压力，ρ表示海水的密度，Z为几何深度，则由图6-3可知，海洋中任意两点之间的压力差，可用公式

$$\mathrm{d}P = \rho g \mathrm{d}Z \tag{6-1}$$

表示。式(6-1)就是流体静力方程式。如海水的密度无水平差异时，那么，等压面与等势面重合(图6-4)，这种状态叫做正压场。换句话说，在正压场中，等比容面与等压面重合。如果海水密度不是恒量，那么等压面与等势面便不重合(图6-5)，这种状态叫做斜压场。海洋大多处在斜压状态。

(四) 压强梯度和压强梯度力

在正压场或斜压场中，取面积为$\Delta\sigma$，高Δn的小水柱，它上面受到压力为$P\Delta\sigma$，下面受到压力为$(P+\Delta P)\Delta\sigma$，而前后、左右两侧所受压力大小相等，方向相反。因此，小水柱总的受力为

$$(P+\Delta P)\Delta\sigma - P\Delta\sigma = \Delta P\Delta\sigma$$

而单位面积受力(即压强)为

$$\frac{\Delta P\Delta\sigma}{\Delta\sigma} = \Delta P$$

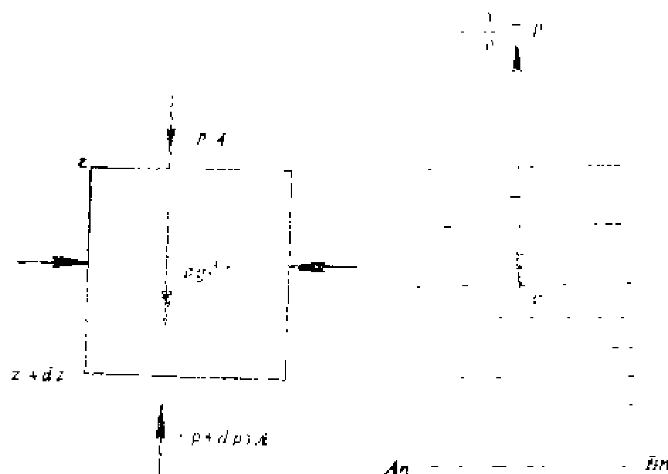


图6-3　作用于一个水柱上的各个力



图6-4　正压场

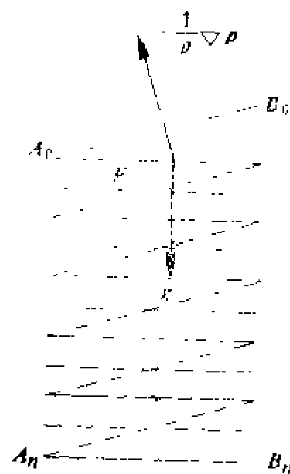


图6-5　斜压场

把ΔP被它的高度Δn除，即得单位面积上单位高度的水柱所受的压强，也就是说，单位体积水柱所受的总压强为

$$\frac{\Delta P}{\Delta n}$$

取极限，得$\frac{dP}{dn}$，它叫做压强梯度，因为它是矢量，所以可表示为$\frac{dP}{dn}\vec{L}$，矢向$\vec{L}$指向函数增加的方向。由于压强梯度的存在，使得海水质点沿压强梯度的负方向运动的力叫做压强梯度力。

上面讲的是单位体积海水所受的力，而在海洋学上往往讨论单位质量海水所受的力。设任意体积海水所受的力为$\vec{F}$，那么，单位体积海水所受的力为

$$\vec{f_1}=\frac{\vec{F}}{V}$$

式中V为海水的体积，而单位质量海水所受的力便是

$$\vec{f_2}=\frac{\vec{F}}{m}=\frac{\vec{F}}{\rho V}=\frac{1}{\rho}\vec{f_1}$$

因此，对单位质量海水而言，压强梯度力为$-\frac{1}{\rho}\frac{dP}{dn}\vec{L}$。

按照数学的定义，函数的梯度是指向函数递增的方向。但是梯度力的方向和它正好相反。海洋里由于压力向下递增，所以压力梯度指向下，然而，梯度力却是指向上方，如果压强梯度力正好与重力方向相反，这就是正压场；一般情况下，压强梯度力与重力反方向不一致，总是有点倾斜，这就叫斜压场。如果把前一种情况叫做静力平衡，那么，后一种情况便叫做准静力平衡。

对于准静力平衡状态的海洋，如果两个等压面之间的密度，通过对温度、盐度的观

测，能把它计算出来，那么，两个等压面之间的铅直距离h也就知道了，因为

$$P_1 - P_2 = \bar{\rho} gh, \quad h = (P_1 - P_2) / \bar{\rho} g \tag{6-2}$$

$\bar{\rho}$表示两个等压面之间沿铅直线的海水平均密度。由此可见，平均密度小的海水，两个等压面间的距离大，反之，距离小。因此，密度小的海水，海面要来得高些，密度大的海水，海面要来得稍低些。其高低之差，在水平方向100千米范围内，有时可达0.5米左右，对于一望无际的大海而言，正是由于这一微小的高度差，导致了一种大规模的海水流动。

上面所讨论的海洋压力场，假定重力加速度和作用于海面上的大气压力均为常数，并且，除这两个力外，海水将不受其他外力作用。因此，海洋中的压力分布完全取决于海水的密度分布。如果海水的密度为一常数，则原来静止的海水，便不可能运动。若密度分布不均匀时，等压面便将倾斜于等势面。这样一来，压力场在水平方向便不均匀，出现了水平压强梯度力。

在一般的情况下，海洋中的温度和盐度分布是不均匀的，因而密度分布也不均匀，因此，在海洋中，等压面一般是倾斜于等势面。在海洋上层，密度的水平差异最大，随着深度的增加，这种差异不断地减少，在几千米深处，密度的水平差异，实际上已很微小了。因此等压面的倾斜，一般以表层为最大，随着深度增加不断减少，在几千米深度上，可以近似认为没有倾斜。

另外，实际海洋的压力场，并不完全取决于海水的密度分布，因为，海洋实际上总是与外界环境相互联系的，所以除了由海水的密度引起的压力场外，象风，大气压力的变化和不均匀的增减水等外力的作用，也将引起等压面的倾斜，同样会导致海水运动，这一倾斜不随深度发生变化，且叠置于因密度分布而导致的倾斜之上。

二、柯氏力(地转偏向力)

(一) 柯氏力的性质

柯氏力也叫地转偏向力，这种力按其物理实质来讲是虚构的，并不真正存在，即不是牛顿定律中所说的作用在运动物体上的力。在一个定轴等速转动的系统中，对系统静止的物体都受到惯性离心力的作用，假如物体是以某一定速度运动着，则这时除受到惯性离心力外，还受到偏向力的影响。故当海水在不停地绕地轴自转的地球上流动时，就要受到柯氏力的作用，在这种力的作用下，在北半球，使海流偏向原来方向的右方，在南半球，则偏左、而且柯氏力永远和速度成一直角。

(二) 柯氏力公式的推导

对静止在地球上单位质量的物体来讲，作用在它上面的力有地心吸引力和惯性离心力。

惯性离心力为

$$f = R\omega^2 = r\omega^2 \cos\phi$$

r表示地球半径，R表示物体到地球转动轴的距离，ϕ表示纬度，ω表示地球自转角速度

($\omega = 7.29 \times 10^{-5}$/秒)。

惯性离心力f可分为两个分力(见图6-6)

$$
\left.\begin{aligned}
f_x &= f\sin\phi = r\omega^2\cos\phi\sin\phi \\
f_z &= f\cos\phi = r\omega^2\cos^2\phi
\end{aligned}\right\} \qquad (6\text{-}3)
$$

如果由于某种原因，海水质点以等速度v对地球作自西向东(即沿y方向)的相对运动(见图6-7)，于是海水质点旋转角速度将大于地球旋转角速度，其增加的量值为

$$\omega_0 = \frac{v}{R} = \frac{v}{r\cos\phi}$$

则这时离心力f'也相应地增大。

$$
\begin{aligned}
f' &= r\cos\phi(\omega + \omega_0)^2 \\
&= r\cos\phi\left(\omega + \frac{v}{r\cos\phi}\right)^2 \\
&= r\omega^2\cos\phi + 2v\omega + \frac{v^2}{r\cos\phi}
\end{aligned}
$$

力f'沿x和z坐标的分力为

$$
\begin{aligned}
f'_x &= f'\sin\phi = \left(r\omega^2\cos\phi + 2v\omega + \frac{v^2}{r\cos\phi}\right)\sin\phi \\
&= r\omega^2\cos\phi\sin\phi + 2v\omega\sin\phi + \frac{v^2}{r}tg\phi \\
f'_z &= f'\cos\phi = \left(r\omega^2\cos\phi + 2v\omega + \frac{v^2}{r\cos\phi}\right)\cos\phi \\
&= r\omega^2\cos^2\phi + 2v\omega\cos\phi + \frac{v^2}{r}
\end{aligned}
$$

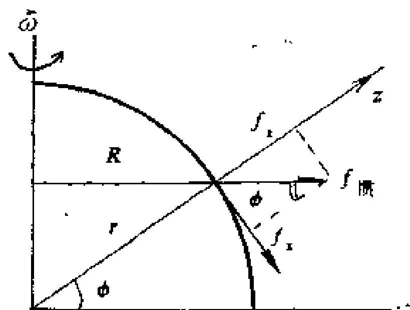


图6-6　对静止在地球上单位质量物体所受的力

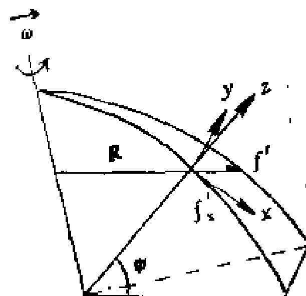


图6-7　海水质点以等速 v 对地球作自西向东(沿y轴)相对运动时所受的力

$\frac{v^2}{r}$ 项由于v之小和地球半径r之大，除极地附近外 $\frac{v^2}{r}$ 项可略去，故

$$
\left.\begin{aligned}
f'_x &= r\omega^2\cos\phi\sin\phi + 2v\omega\sin\phi \\
f'_z &= r\omega^2\cos^2\phi + 2v\omega\cos\phi
\end{aligned}\right\} \qquad (6\text{-}4)
$$

由(6-3)、(6-4)式相比较可知，当海水对地球作向东相对运动时，就会产生一种附加的力，此力在x方向上为：

$$f''_x = 2v\omega\sin\phi \qquad (6-5)$$

可见当物体以速度v向东运动时，将出现加速度、方向向南，此加速度是由力$f''_x = 2v\omega\sin\phi$所产生的，这个力就是柯氏力，它的大小是由纬度的正弦与运动物体的速度所决定的。

从以上讨论，可见：

（1）柯氏力只有当海水相对于地面运动时才产生，物体静止于地面时，柯氏力为零，即不受柯氏力的影响。

（2）柯氏力垂直于流速，它不能改变海水运动的快慢，不能作功，它只能改变运动的方向，所以称之为地转偏向力。北半球，柯氏力使海水运动方向向右偏转，南半球相反。

（3）柯氏力的大小和流速与所在纬度的正弦成正比。在极地，最大为$2\omega v$，在赤道最小，为零。

第三节　梯　度　流

梯度流也叫做地转流，它是指当等压面发生倾斜时，水平压强梯度力和柯氏力达到平衡时的稳定海流。

在海洋中如果某等压面相对于水平面发生倾斜时，则水平面上各点所受的压力不相等，海水从压力大的地方流向压力小的地方。海水这一运动所受之力就是水平压强梯度力。所以等压面的倾斜和压力水平分布的差异，是导致海水运动的重要原因。

由于引起等压面倾斜的原因不同，所以梯度流又可分为倾斜流和密度流两种。

一、倾斜流

倾斜流是指在不均匀的外压场作用下的梯度流。如果在水平方向上海水的密度没有变化，由于海洋上空大气压力分布的不均匀性，或者在大河入海的河口和迎风的海岸边，海水的不均匀堆积，都将使海面（等压面）倾斜于水平面，而且，海面下各个等压面也将同时发生倾斜，并与海面平行。这时从海面到海底都将产生一个大小相同的水平压强梯度力，使海水发生运动。

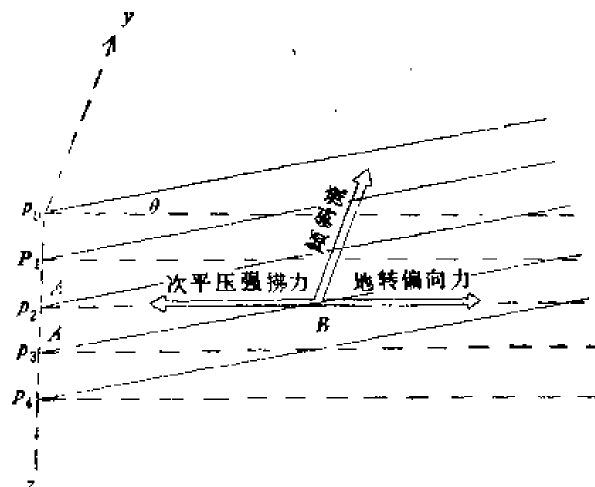


图6-8　等压面倾斜时的倾斜流

当海水一旦发生运动，便立即受到柯氏力的作用，使海水流动的方向不断向右偏转（南半球则向左偏转），直到水平压强梯度力和柯氏力互相达到平衡时，海流亦趋于稳定。此时流向偏于压强梯度力的右方90°，沿等压面和水平面的交线流动。对于面朝海流流去的观测者来说，海流的右边等压面高，左边等压面低（南半球则相反），这就是倾斜流。其流速的大小与等压面倾斜的程度有关，倾斜度愈大，水平压强梯度力也愈大，则倾斜流的流速就愈大。梯度流的表达式可由它的定义获得：

设等压面相对于水平面的倾斜角为θ，且设在y方向没有倾斜，见图6-8。若以v表示倾斜流的流速，则根据上述两力平衡就有

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}p}+2\omega\sin\phi v=0,\qquad 故得\quad v=\frac{\frac{1}{\rho}\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}x}}{2\omega\sin\phi}=\frac{1}{f\rho}\frac{\mathrm{d}p'}{\mathrm{d}x}\tag{6-6}$$

式中f为柯氏参数，ρ为海水密度，P为压力。

由于从海面到海底各个等压面的倾斜都相同，所以，倾斜流的方向和速度不随深度而变化。

二、密度流

密度流不考虑外力的作用，只考虑由于海水密度本身分布的不均匀性，引起等压面倾斜而产生的海流。当海水密度分布不均匀时，密度小的地方，等压面之间的距离就大；而密度大的地方，等压面之间的距离就小，如图6-9所示。从而使等压面发生倾斜並在水平面上产生水平压强梯度力，导至了海水的运动。而海水一开始运动就受到柯氏力的影响，使海水运动的方向不断向右偏转，直到水平压强梯度力与柯氏力达到平衡时，海流亦趋于稳定。这个过程与上述倾斜流达到稳定的过程完全一致，故密度流的表达式仍可利用式(6-6)来表示。

海水密度的变化，与海水温度、盐度的变化密切相关。海水温度和盐度的变化，主要表现在表层海水中，所以，海水密度的变化特点也是上层变化大，下层变化小，随着深度的增加，密度渐趋均匀。因此，等压面的倾斜度也是上层大下层小，到达某一深度后，即可认为实际上已没有倾斜存在了。所以，密度流随着深度的增加而减弱。

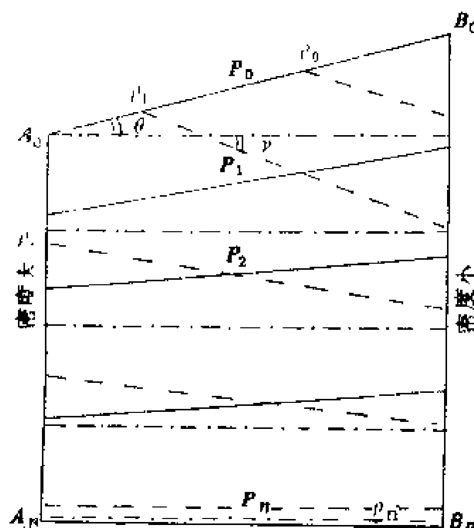


图6-9 等密度面与等压面之间的关系示意图

等压线 —·—·水平线 — — —等密度线

三、梯度流场中，流场、密度场和压力场三者之间的关系

假设有一压力场，如图6-9所示，等压面的倾斜随着深度增加而减小，P_n这个等压面与水平面平行。由于A_0A_n和B_0B_n这两水柱的重量应该相等，因此其高度只决定于沿此两线的密度分布，由图不难看出，A_0A_n处的密度平均值将大于B_0B_n处的密度值，故等密度线的倾斜与等压线相反。海水沿着等压面和等密度面的交线流动，在北半球，海流的左面密度大，等压面低；右面密度小，等压面高。根据此关系，就可从等压面和等密度面的断面图上判断海水的运动方向，见图6-10。

又由于海水的密度与其温度和盐度有关，所以，从温度或盐度断面图上同样可以定性地判断出流向及流速来。在北半球某一温度断面上，若等温线自右向左下倾，则海流指向读者；反之，若等温线自左向右下倾，则海流背离读者。

作为一个实际例子，我们来考虑横跨湾流的温度分布，如图6-11。冷而密的沿岸海水在左边，轻而暖的马尾藻海海水在右边。假定在4000米深处无水平压强梯度。此时轻而暖的马尾藻海水体要比湾流左边较冷的海水厚一些，故海面是向左下方倾斜的。压强梯度力指向左边，从而与向右的柯氏力平衡，于是湾流便按图示方向流动。

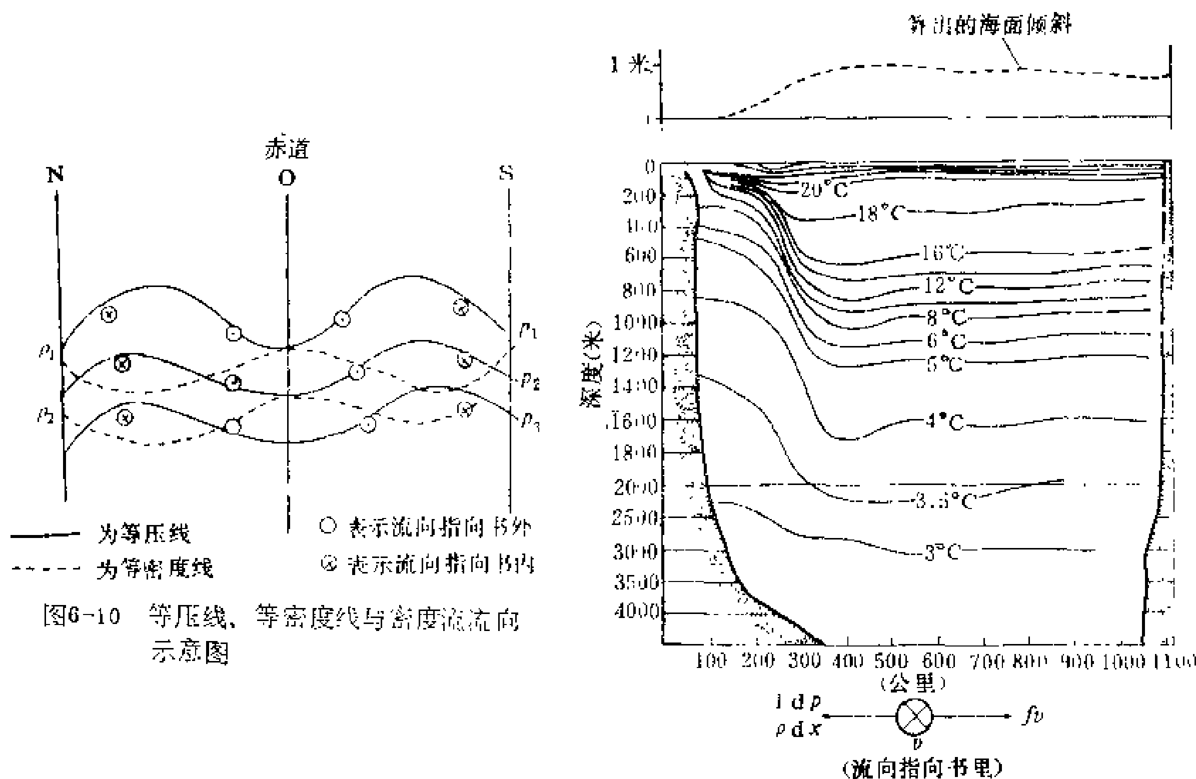


图6-10 等压线、等密度线与密度流流向示意图

图6-11 湾流横断面的典型温度分布

从图6-11中还可得到一个经验方法：当我们面向顺流方向时，温跃层(密度不连续面)将向右下方倾斜(在北半球)；坡度越大，海流越强。因为面向顺流方向时，海面(等压面)是向右上方倾斜的。

从密度不连续面的倾斜也可看出等压面、等密度面和流场三者之间的关系。为方便起见，我们仅讨论由两层密度不同的海水所构成的海流之横断面，如图6-12所示。通过一定的计算，可求出密度不连续面的倾斜角之表达式为

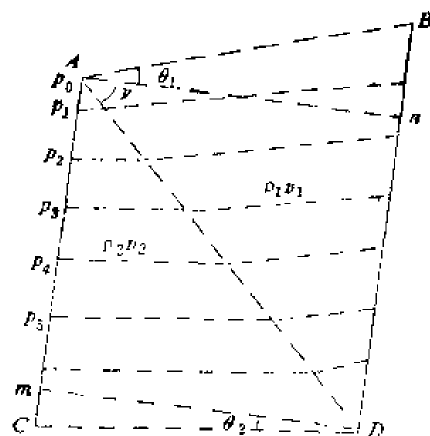


图6-12 两层密度不同的海水所构成的海流之横断面

$$\mathrm{tg}\gamma = -\frac{f}{g}\frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 - \rho_1} \qquad (6-7)$$

式中 ρ_1 和 ρ_2，v_1 和 v_2 为上下层的密度和速度，γ 为密度不连续面相对于水平面的倾斜角。图中 θ 角为等压面相对于水平面的倾斜角

从式(6-7)可知

(1) 等密度面的倾斜角 γ 远大于等压面的倾斜角 θ；

若取 $\phi = 45°N$，$\rho_1 = 1.02733$ 克/厘米^3，$\rho_2 = 1.02813$ 克/厘米^3，$v_1 = 100$ 厘米/秒，

$v_2=0$，则由式(6-7)得γ角等于$0°16'13''$，这相当于水平距离增加1000米时，密度不连续面下降13.5米，即$\mathrm{tg}0°16'13''=\frac{13.5}{1000}$，看上去这个角度很小，但比等压面的倾斜角大得多，因为由$\mathrm{tg}\theta_1=-\frac{f}{g}v_1$可计算出等压面相对于水平面的倾斜角$\theta_1$等于$0°0'2.2''$，相当于水平距离增加1000米时，海面上升1厘米，可见$\gamma>>\theta$。

（2）密度不连续面与等压面倾斜方向相反。

（3）密度不均的水层，以同一速度运动时，等密度面倾角与等压面倾角相等，方向相反。这是因为若$v_1=v_2=v$，就有$\mathrm{tg}\gamma=-\frac{f}{g}\cdot\frac{\rho_2v_2-\rho_1v_1}{\rho_2-\rho_1}=\frac{f}{g}v=-\frac{f}{g}\cdot\frac{g}{f}\mathrm{tg}\theta=-\mathrm{tg}\theta$，又由于$\gamma$角与$\theta$的坐标取值，规定相反，故$\gamma$角与$\theta$角反向。

（4）在赤道处$\phi=0$，或$v_1=v_2=0$(即为不运动的层化水层)时，等压线、等密度线和等势线互相平行。

（5）梯度流沿着等压面、等密度面和等势面三者的交线流动。北半球，流的右边等压面高，密度小；南半球反之。

第四节　风　海　流

当风吹过海面时，对海面会产生切应力，在此力作用下，形成的海水水平流动称为风海流。风海流是海洋中最常见的一种海流。通常又把其中由于大尺度和大范围内盛行风所引起的定常海流称为漂流(或吹流)，而将其中某一短期天气过程或不连续阵性风形成的海流称为风海流。

设定常恒速的风，经久地作用于无限宽广的海面上，则表层海水开始沿着风的方向产生运动。从运动开始的一瞬间，海水便同时受到柯氏力和下层静止海水对上层运动海水的摩擦力的作用。当上述两作用力与海面风的切应力达到平衡以后，表层海水作定常恒速运动，称漂流。

在远离海岸的深海中，海底对此运动没有影响，称无限深海的漂流。在近岸水域中，海底将产生一定影响，称有限深海的漂流。

漂流理论的首创者是厄克曼，因而有厄克曼漂流理论之称。

一、无限深海的漂流

（一）无限深海漂流的假设条件

（1）海水密度分布均匀，ρ为恒量；

（2）水面无升降，因而水平压强梯度为零，垂直流速为零；

（3）由于摩擦力的作用，水体内部的垂直涡动粘滞系数A_z为一恒量；

（4）风场稳定，风力仅沿y轴方向作用，且定常恒速，即$T_x=0$，$T_y=$恒量；

（5）水平流动定常恒速；

（6）海洋无限广阔，水深无限深；

（7）不考虑柯氏力随纬度的变化。

在这些条件下所产生的海流为无限深海风海流，它是垂直涡动所引起的水平方向的

摩擦力与柯氏力取得平衡时的稳定水平流动。其流速表达式为

$$\begin{cases} V_x = u = V_0 e^{-aZ}\cos(45^\circ - aZ) \\ V_y = v = V_0 e^{-aZ}\sin(45^\circ - aZ) \end{cases} \tag{6-8}$$

式中$V_0 = \frac{T_y}{\sqrt{2aA_z}}$ 为表面流速，$a=\sqrt{\omega\sin\phi/\alpha A_z}$ ，α为海水比容，A_z为垂直涡动粘滞系数，ω为地球自转角速度，ϕ为地理纬度。

（二）无限深海风海流流速公式讨论

（1）表面流速的大小，$V_0=T_y/\sqrt{2\rho A_z\omega\sin\phi}$，与风应力$T_y$成正比，与垂直涡动粘滞系数$A_z$和地理纬度$\phi$的正弦平方根成反比。

表面流向$\theta=45^\circ-aZ=45^\circ$（表层$Z=0$），在深海中，表层流的方向在北半球偏于风向右边45°，在南半球偏左。这种偏向既不随风速和流速而改变，也不随纬度而变化。

（2）风海流的速度和方向随深度（Z）而变化。速度随着深度的增加而按指数规律减小，流向随着深度的增加而逐渐向右（指北半球的情况）偏转，见图6-13。到某一深度时，流向与表层流向相反，而流速仅为表层流速的4.3％左右。这一深度称为摩擦深度（D）。

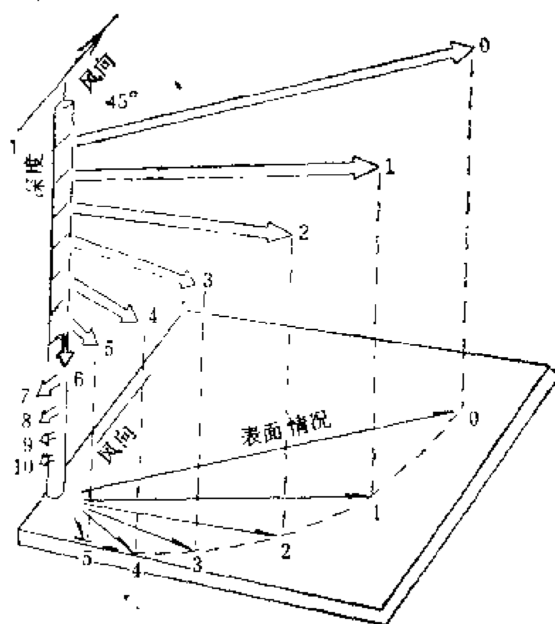


图6-13　风海流铅直分布图

$$D=\frac{\pi}{a}=\pi\sqrt{\frac{A_z}{\rho\omega\sin\phi}}$$

（三）厄克曼的表层流速和摩擦深度的经验公式

表层流的流速有如下经验公式：

$$V_0=\frac{0.0127}{\sqrt{\sin\phi}}U \tag{6-9}$$

式中V_0为表层流的流速，U为风速，V_0和U单位相同（均为米/秒），ϕ为纬度，0.0127是经验数据，称为风力系数。$\frac{V_0}{U}$为风因子。

摩擦深度的经验公式为

$$D=\frac{7.6}{\sqrt{\sin\phi}}U \quad (U>6\text{米/秒})$$

$$D=\frac{3.67}{\sqrt{\sin\phi}}U^{\frac{3}{2}} \quad (U<6\text{米/秒}) \tag{6-10}$$

由式（6-9）和（6-10）可知，风速愈大，表层流的速度也愈大，风海流所能影响的深度（摩擦深度）也愈深。但在相同风速的情况下，表面风海流的速度及风海流的影响深度，随着纬度的增高而减小。例如：当平均风速为10米/秒的风，长时间吹送时，纬度

10°处的风海流的影响深度为182米；30°处为108米；到60°处只剩82米了。风海流所能影响的深度都比较浅，一般为200米左右，与大洋平均深度3800米相比，只是一个薄薄的水层。

厄克曼还指出，表层风海流到达不同深度所需的时间很不一致，有的只要几个小时，有的甚至需要几个月。例如，在离岸100公里处，一定的风作用于海面后，表层海水只经几小时就能形成风海流，而它到达大于500米的深层，则要经过几个月的时间。

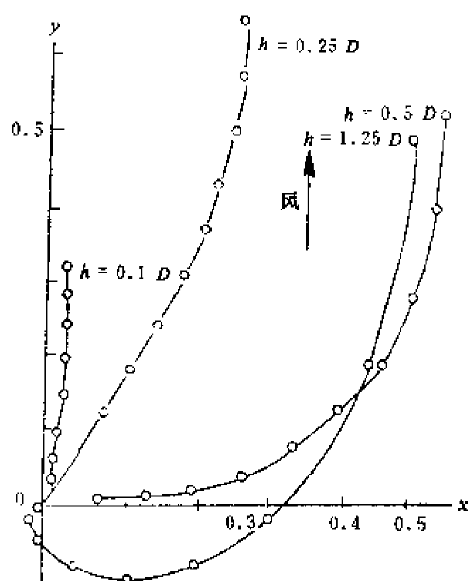


图6-14　浅海风海流

二、有限深海的漂流（浅海风海流）

上面谈的是面积广阔深度很大的大洋里的情况。如果在水深较小的浅海里，也就是海区水深(h)小于或等于摩擦深度(D)时，这时浅海中的风海流，由于受到海岸和海底的摩擦作用，表面流的方向与风向交角比无限深海小，流向随深度右偏（北半球）也比较缓慢。图6-14是在海区水深分别为$0.1D$、$0.25D$、$0.5D$及$1.25D$四种情况下，速度矢量在平面上的投影。由图看出，海的深度愈浅，表面流与风向的右偏角就愈小，水深很小之处，则流的方向几乎与风向一致。计算指出，当$h=0.5D$时，表面流向与风向的交角为45°，而当水深与摩擦深度之比大于1.25时，可以近似地当作无限深海的情况。

我国台湾海峡和南海靠近大陆的海流，有着漂流的性质，在冬夏季风的影响下，冬季流由东北流向西南，夏季则由西南流向东北。

三、风海流的水量运输

从海面到海底由风海流引起的水量运输，可由流速公式对深度的积分求得，在无限深海的情况，可按式（6-11）求得x方向和y方向的水量运输S_x和S_y

$$\begin{cases} S_x = \int_0^{\infty} V_0 e^{-aZ}\cos(45^\circ - aZ)\,dZ = V_0 D/\sqrt{2}\,\pi = T_y/2\rho\omega\sin\phi \\ S_y = \int_0^{\infty} V_0 e^{-aZ}\sin(45^\circ - aZ)\,dZ = 0 \end{cases} \quad (6\text{-}11)$$

上式表示在无限深海的情况下，由风海流所引起的水量运输与风向垂直，北半球向右，南半球向左。对于浅海可用同样的方法求得。计算结果指出，其水量运输与风向的交角小于90°，且水深越浅，交角越小；风速越大，交角越小。

上述讨论是很自然的，因为在海为无限深的情况下，海水不受底摩擦的作用，所以对整个稳定运动着的海水来说，作用其上的风切应力和柯氏力必须取得平衡，这样，就运动的总体而言，它必须与风向垂直，而且在北半球指向风的右面，南半球指向风的左面。但是对于浅海来说，除了上述两个力外，又多了一个海底摩擦力，为要使之平衡，海水运输的方向必须偏向风向的一面，也就是其交角必须小于90°。

第五节 风海流的副效应——上升流

从深海和浅海风海流的水量运输得知，海水是垂直于风向或与风向略有一偏角地运输，这就在海岸附近，以及风系统的辐聚和辐散区域内，产生增水和减水的现象，从而引起海面的升降运动。另外，由于在某些区域内，较轻的表面海水发生堆积和下降，而在另一些海区内，较重的海水则由次表层升上来补充，这样一来，风海流又改变了海水的密度分布，同时也改变了海水的压力分布，又导致新的运动。所以，风海流的水量运输，对于海洋中的流动具有重大意义。在某些海岸附近，风海流的水量运输，将导致海水的堆积，从而产生一支倾斜流。如在南半球，风平行于海岸，并位于海岸的左方，此时除了产生一种风海流外，由于海水的离岸堆积，还将产生一支与风向一致的倾斜流，因此，海洋中的流动，将是两种海流的合成，见图6-15。

下面我们再从实例来阐明风海流会引起相应的倾斜流。

设想有一海岸，位于北半球上，风向垂直的吹向或吹离海岸，如图6-16中甲，乙，此时根据上面讨论，海水的水量运输与海岸平行，岸边不发生增水和减水现象；如果风向与岸线平行，如图6-16中丙、丁所示，则情况就不同了，对于丙来说，由于海风所产生的水量运输，使较轻的海水沿着海岸堆积，这种堆积，海水便将产生一个相对压场，从而引起一支与岸平行的海流，流向则与风向一致；对图中丁的情况也是形成一支平行于岸，而与风向一致的海流。由此可知，风力不仅产生一纯粹的风海流，同时

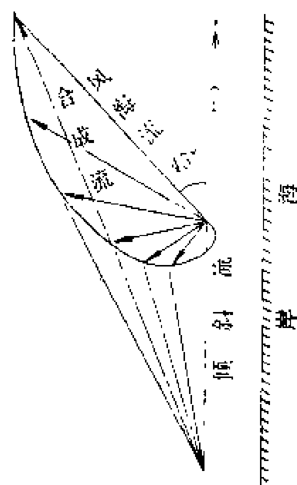


图6-15 风海流与倾斜流的合成(南半球)

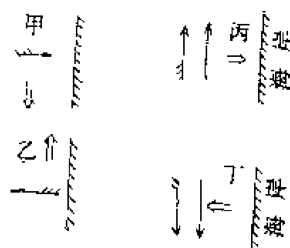


图6-16 风与海岸成不同方向时风海流所引起的海水运输(双箭头表示)和由此所引起的倾斜流(单箭头表示)

又形成一支与风向相同的倾斜流。

由于海水的流聚和流散，同时还将导致海水在垂直方向上的运动，形成上升流和下降流，这种升降流亦是很普遍的，如丁图的情况，表面的较轻海水将被带离海岸，因此，由于连续性的要求，较重的次表层水便将上升到海面，从而形成一支上升流。

当海水堆积和流失的现象并不仅仅出现在岸边时，下降流和上升流也可能在外海海水辐聚区和辐散区被观察到，但一般来说，不如在近岸海区表现明显。

上升流的速度，过去根据间接推算，一般认为速度极微弱，约10^{-5}或10^{-6}米/秒。然

而近十年来的实测结果表明，海洋中的上升流流速远比过去人们估计的量级大得多。不少海区垂直流速达到 10^{-4} 米/秒。1969 年在地中海的一次国际调查中，得出 12 天实测平均垂直流速为 0.0058米/秒和其中 10 小时平均流速竟达 0.025 米/秒的记录。同时愈来愈多的观测证明，上升流的出现并不是个别海区的偶然现象，它不仅出现在大洋的东部边界，也较普遍地出现在大洋的西部边界。

上升流的分布主要在沿岸海区，且限于海岸附近几十千米以内，其深度通常在100至 200 米，也有 400 米左右。我国浙江东部近海和海南岛西北部近海等区都有上升流出现。

上升流把深层温度低、盐度高和密度大的海水带到水面，因此常以等密度面的变化、等压面的变化及水温较差来间接分析上升流的存在。如图 6-17(a)中所示，等密度线在近岸处 $\sigma_t=23.00$ 及 $\sigma_t=24.00$，七月份均较六月份位置升高；图 6-17(b)中，等密度线 $\sigma_t=23.00$、23.50和24.00，在近岸处六月份均较五月份位置升高，均说明在近岸海区有上升流存在。

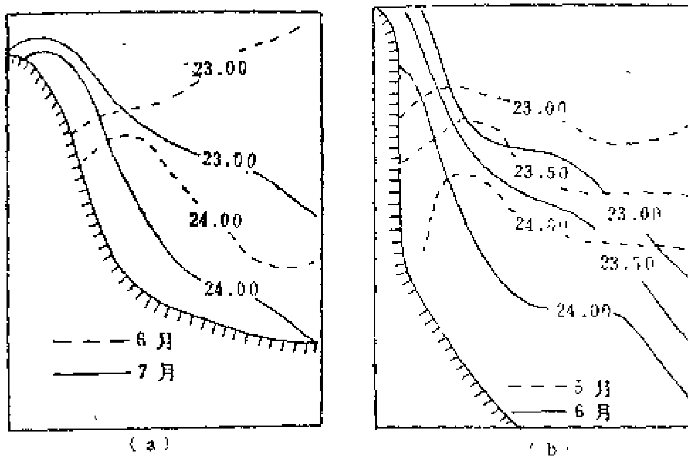


图6-17 等密度线分布图

(a)东海某海区1959年5、7月 (b)南海某海区1959年5、6月

如果海区存在上升流，则海面及海面以下的各等压面将下降，因此可以用两次观测到的等压面升降情况来判断升降流的存在与否。如图6-18中绘出某海区两次观测中所得 0 百帕(海面)、10000 帕和 20000 帕等压面的升降情况，说明在近岸区(1—4站间)有上升流存在；在外海5—6站间有下降流存在。

若海区存在有上升流，则该海区将出现低温。如相对于某一

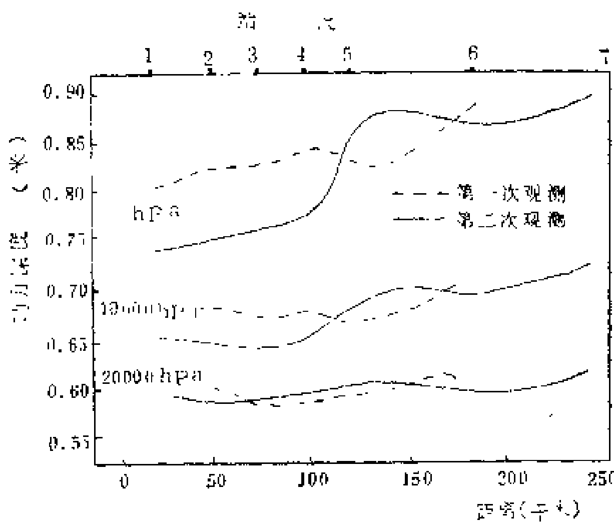


图6-18 两次观测间等压面的升降

(第一次观测 1937.3.25—23,第二次观测1937.5.5—5)

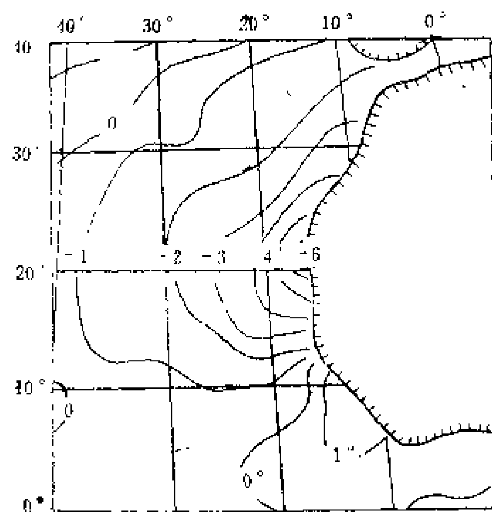


图6-19 表面水温较差等值线

水温定值，求出水温较差，则低温区可出现负值较差。如图6-19中，将海面水温相对于18°C换算为水温较差值，并绘成等值线，则在海区的东部北纬20°附近，出现负值较差最大(－6°C)区，即为上升流所在地。

第六节 地形对海流的影响

一、底形的影响

海流流过隆起的地形(海岭等)时，流向要发生变化，在梯度流的情况下，当越过海底某一高地时，等密度面要产生与高地相应的弯曲，见图6-20。因此，在高地的上面，等压面便形成一个相反的凹区。结果使流向发生改变，上坡时向右转，下坡时向左转(指北半球，南半球相反)。这指水平方向流向的变化。另外，当海流流经一高地或地形突然变深的地方时，常常形成一个垂直环流，见图6-21。当海流流经一高地时，它必将围绕着这一高地旋转。有时还可以产生一个反时针的垂直环流。

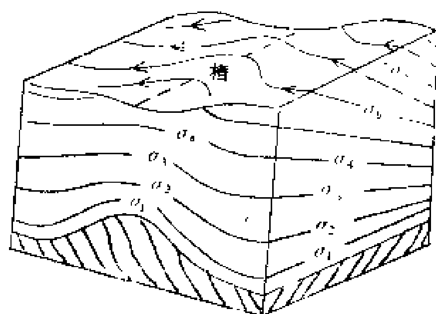


图6-20 密度流流经海脊时等密度面和流线的变化示意图

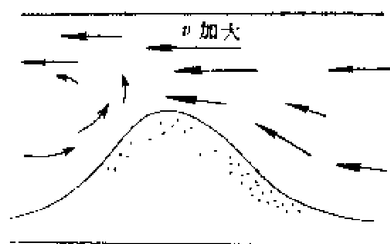


图6-21 当海流流过水下高地时引起的垂直环流示意图

二、岸形的影响

海流遇到海岸的阻挡，流向便要发生变化。海流被一与它垂直的海岸所挡，见图6-22，被分成两股。如果此时有两股海流，则在其中间便产生一反向的逆流。如冬季印度洋的东北季风海流及南赤道海流，流经非洲东海岸时为地形所挡，反向生成了赤道逆流。

图6-23表示海流遇到海角，被分成两股。如南赤道海流，由东向西流至巴西的东端圣罗克角，被分成两支海流：一支向北经过加勒比海流入墨西哥湾，另一支沿着南美大陆的东岸南下成为巴西海流。再如南太平洋西风漂流由西向东，碰到南美大陆西岸的智利附近分为两支：一支作为合恩角海流的一部分而南下，一支北上成为秘鲁海流的源泉。

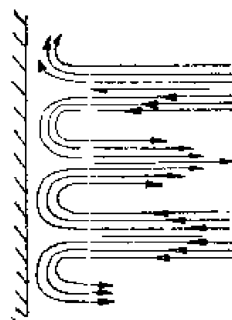


图6-22 海流遇到垂直海岸时的情况

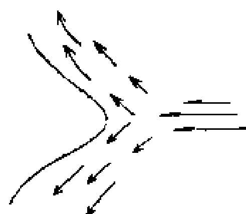


图6-23 海流遇到海角时的情况

第七节　大洋环流

世界大洋环流是由复杂而又有规律的环流系统所组成。大洋环流系统通常可分成表层环流系统和深层环流系统。大洋表层则以风生大洋环流为主；大洋深层则以热盐环流为主，甚至仅为热盐环流。

一、世界大洋表层环流系统

（一）大洋表面环流的一般模式

大洋表层环流主要受制于海面风场。这一点，只要将海面盛行风场模式图6-24与环流模式图6-25加以比较就清楚了。

由于稳定风系的作用，大洋表面的海水就产生了相应的流动。在太平洋、大西洋和印度洋中，不管其地理差别如何，但是，它们的环流模式或多或少是相同的。在赤道的南北地区，是东南和东北信风形成的向西流动的南北赤道流，被位于赤道附近的向东流的赤道逆流分开，与每一支赤道流相联系，是一个环流。在北半球，由北赤道流、西风漂流和东西边界流形成一环绕亚热带高压而流动的亚热带循环圈；而在南半球则为一逆

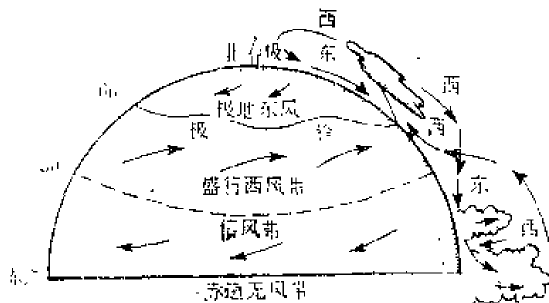


图6-24　大气环流模式图(罗斯贝)

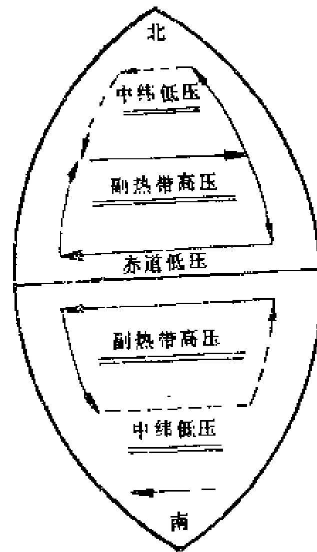


图6-25　大洋表层海水环流模式图

时针循环圈。

在亚北极和北极海区，各大洋也有相似的环流，与亚热带循环圈的流动方向相反；在南半球的亚极地和极地海区，由于不受大陆阻挡，西风漂流绕南极大陆流动，因此不存在与北半球相对应的环流。而是太平洋、大西洋和印度洋海水运动合作成为南极绕极流和南半球的西风漂流区。

大洋表面环流模式图使我们对大气环流与大洋环流的基本轮廓有一个初步的认识。但是，由于海陆分布的不均匀，相对于赤道的风场不对称，以及不同大洋的地形与陆地轮廓有所不同等方面因素的影响，导致实际的大洋环流比上述简单模式复杂得多，並且各大洋的情况即使同样都在同一纬度区域，其运动形式也有所不同。

（二）大洋的表层环流

大洋中的海水，並不是上下层同样运动的，通常从海面一直到大洋的上温跃层，海水性质比较均匀，称为表层，而在这温跃层以深则称为深层，这个分界线的深度因地而异，如在赤道处大约是200至300米，而在中纬度则为几百米到一千米，在高纬度处不存在温跃层，因而表层和深层就上下一起运动了。因此，大洋环流就可以大致地分为表层和深层两个流系，它们的循环形式可以是各自独立存在的，而且并不都是连续的。下面根据大洋表层海流和海面气候特点，将大洋表层环流分成若干区域，並分别进行讨论。

1.赤道流系　赤道海区夹在南北回归线之间，这里东西方向上流动的海流相互交错，这些海流归纳起来称为赤道流系。在表层向西流动的海流有北赤道流和南赤道流，它们的位置均偏北，不对称于赤道，只有南印度洋的赤道逆流例外，它在南纬10°与南回归线之间。

南北赤道流为东南信风和东北信风所引起的强大漂流，它们都是南北两半球主要反气旋式海流的一部分，见图6-26。自东向西横贯大洋流动，流幅宽度约2000千米，厚度约200米，流速一般在0.15—0.5米/秒，靠近赤道一侧比另一侧要大，可达0.5—1.00米/秒。

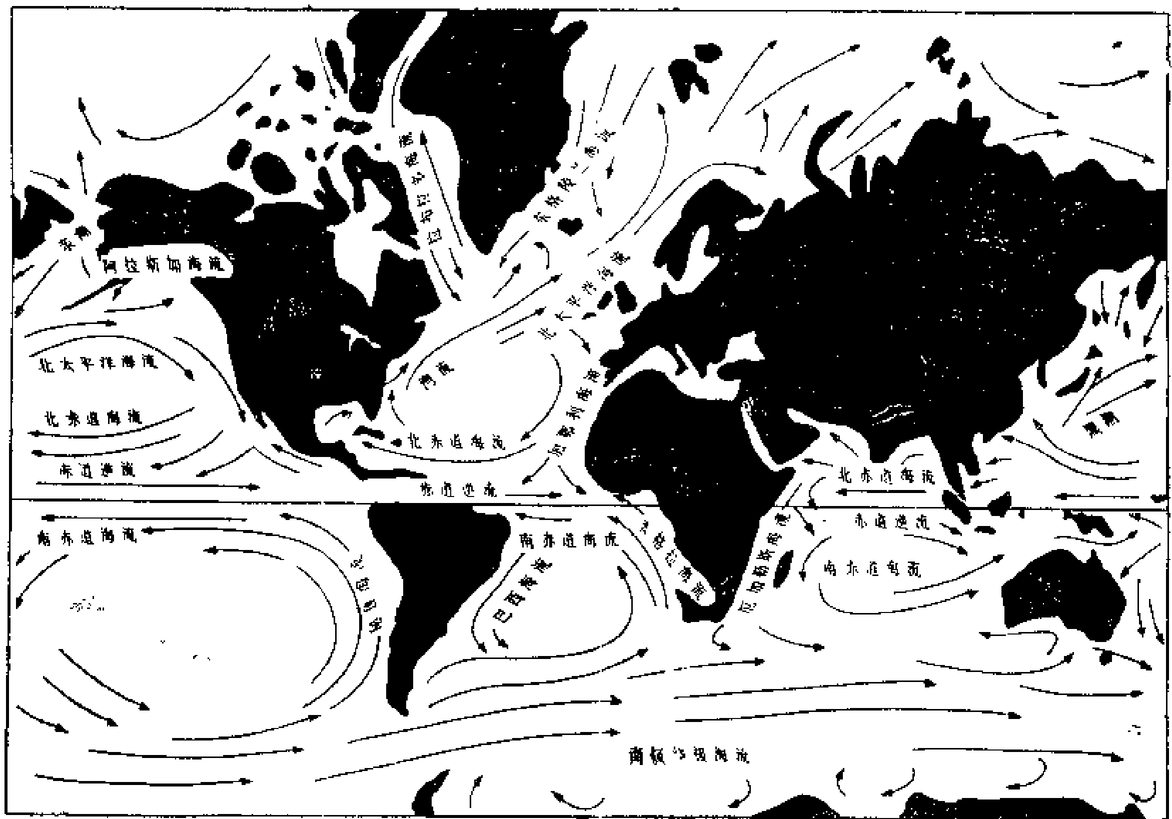


图6-26　世界大洋主要表层流

在南北赤道流之间（赤道无风带区）有一狭窄的海流带和周围海水运动方向相反的向东流，这就是赤道逆流。现在从新的观测资料发现，赤道逆流不仅位置不是一成不变的，而且也不是正好在赤道无风带内，而可以在赤道北面（5°—10°N）和南面（8°S）都出现向东的海流，称为北赤道逆流和南赤道逆流。太平洋南赤道逆流的流幅较宽，其宽度和向西流动的南赤道海流的流区一样，这是七十年代初期才发现的新的海流。这些赤道

逆流在它们向东流动过程中有时也会有分支流形成，但并不是经常存在的。除了上述四个海流外，1952年在赤道海区的正下方，发现有一支自西向东流动的潜流，称为赤道潜流，也称为克伦威尔海流。太平洋的这个海流约在海面以下100米深处为其核心，流速达1.0米/秒以上，其厚度约为150米，宽度约为300千米，是一支东西向横跨大洋的奇妙潜流，在140°E断面上，其流量平均为39×10^6米^3/秒，这一量值达到了黑潮流量的一半左右。

南北赤道流和南北赤道逆流以及赤道潜流是回归线以内赤道流系的主要组成部分，这些流动一般地说是受温跃层深度的限制，多数是在500米以浅的表层，流动较快，在这以深的深层也还存在东西向的流动，但已缓慢得多了。

赤道流系的名称，在太平洋、大西洋和印度洋中是通用的，但由于当地的地理条件和气候条件的影响，其流动形式也各不相同。如南北赤道流，在印度洋由于季风的变化，赤道流亦将随之而变。北半球的冬季，印度洋北部的赤道流系呈顺时针运动，而到了夏季则为反时针运动。並且印度洋的南赤道流是由西澳大利亚海流延续而成的，至少在西南季风期间是如此。但在太平洋是北来的加利福里亚海流延续为北赤道海流。

太平洋的赤道逆流是太平洋、大西洋和印度洋三大洋中终年最稳定存在的，即使如此，根据1961年诺斯调查，发现这个逆流在很短的时间内也可以有很大的变化。据1966年威德克资料，太平洋东部赤道逆流的流量是$5.6—18.0\times10^6$米^3/秒。最大值可达40×10^6米^3/秒。

赤道潜流在太平洋和大西洋都存在着，这是确定无疑的。但是大西洋的赤道潜流比较集中于狭窄的范围，观测到的核心流速值约为0.8米/秒，流量36.4×10^6米^3/秒。但是向东流速的最大值是位于50米深处观测到的，这个深度值只有太平洋赤道潜流区的一半。而在印度洋几乎只能在东北季风的后半期才能观测到赤道潜流，流量125×10^6米^{3}秒。而在西南季风盛行时期则没有形成潜流。

赤道潜流的海水来源问题，京庆卡于1968年分析了太平洋潜流，而梅克尔于1967年分析了大西洋的潜流，结果认为形成潜流的水是从南半球来的。

由观测得知，赤道流系的垂直结构其流动方向可以有多次的反向变化，同时也已知道赤道流的微细结构的某些已知的特性，纯属局部性质，它並不影响世界大洋基本部分的大尺度环流。

2. 亚热带循环圈　在南北赤道流的高纬度一侧(即偏西风带)，存在着宽度较大的向东流动的海流，通常称为西风漂流。南北赤道流和西风漂流的各自一部分构成了从低纬度到中纬度的大规模环流系统，称为亚热带循环圈。

这一循环圈在北太平洋表现为，南部是北赤道流，到了西边界后，遇到大陆边界转向北流，形成黑潮及其续流，到了北界的西风带就成为北太平洋海流，在大洋东部又转向南流，在北美洲外海成为加利福里亚海流，然后在近赤道处又与北赤道海流连接起来，成为一个顺时针的大循环。这个亚热带大循环流具有以下的一些特征。

这一循环圈中的西部强化现象是很明显的，从图6-26中可以看到，在大洋的西岸向极流动集中在狭窄的范围内，这种强化现象的理论根据最早是由斯托梅尔于1948年提出的，这就是地球自转效应随纬度变化而引起的西部强化现象。太平洋里的黑潮和东澳大利亚海流，大西洋的湾流和巴西海流，印度洋的索马里海流和莫桑比克及厄加勒斯特海流，都是各大洋的亚热带环流的西部边界流。这些西部边界流都有着把低纬度的暖

水向高纬度输送的倾向，即所谓暖流的典型海流。

如果把南半球和北半球的西部边界流加以比较的话，我们可以发现南半球的西部边界流是微弱的。索马里海流的流速虽能达到3.50米/秒，但其速度随深度迅速减小，到了200米深处只有表面流速的三分之一以下。而北半球的黑潮和湾流，其厚度均达200—500米，流速均达到2.05米/秒。南半球的其他西部边界流也均比北半球的弱，这是因为其余的这些海流本身流速小，输送量也小，因而其强化程度就大为减弱了。

亚热带循环圈的另一个特点是在西部边界流强化的海区，环流中心的海面较周围约隆起一米左右，而且这一隆起中心是偏于西面的，西部边界处的流速也较大，加以各种外界因子的影响，从而造成流轴摆动的现象，亦即所谓"蛇行"现象，在强流的蛇行海域，经常形成大规模的涡旋，並从主流分离出来。这些分离出现的暖水块就形成了现在海洋学上的中尺度涡旋，这类涡旋的形成、消失过程、以及它们在大环流中，运动量、热量和盐分的传送作用如何，尚待进一步探讨。

在亚热带循环圈东部边界范围内，和西部正相反，海水是从高纬流向低纬，海流宽度很大，但流速缓慢，此时，东部边界流把向高纬输送的暖而高盐的水，经过一个循环圈又送回到赤道海域。太平洋的加利福里亚海流和秘鲁海流、大西洋的加那利海流和本格拉海流和印度洋的西澳大利亚海流等都是大洋东部的主要海流。在这些海区里有一些重要的现象，其中之一是沿岸上升流的发展。由于风的作用，表层水的实际运输量，在北半球偏于风向右方，南半球则偏于左方，所以在这些大洋东部地区，经常吹着从高纬向低纬並与海岸近似平行的风。这样一来，沿岸表层水被吹向外海，为了补充这部分流走的海水，下层低温的海水就涌升到海面，这一现象主要出现在春季到夏季这一期间内，这时沿岸水温就比外海水温显著低。在这范围内有着溶解氧含量较小，但营养盐丰富的水，从而成为世界有名的渔场之一。

在这涌升域下面约200米层次上，可以测到与表层相反的向高纬度流动的海流，有时甚至在海面上出现过这种逆流。这一现象在太平洋东岸的加利福里亚和秘鲁沿岸可以看得特别清楚。

3．亚寒带循环圈　北太平洋和北大西洋都存在着亚寒带循环圈，但两者流型並不相同。北太平洋北部，构成西风漂流的北侧部分的亚寒带寒流用大约5×10^{-2}米/秒的流速向东流去，到达加拿大沿岸后转向北流，成为阿拉斯加海流，然后，在阿历山大群岛的南岸，其宽度狭窄，这时以较快速度($15—20\times10^{-2}$米/秒)向西流去（相当于亚寒带海流部分，称为阿留申海流)。阿拉斯加海流在阿留申群岛之间进入白令海，到达阿图岛西面，在这里大部分进入白令海，並在白令海内形成了反时针的环流，到达东堪察加半岛沿岸，成为东堪察加海流而南下，与亲潮连接起来。北大西洋的亚寒带循环圈与北冰洋密切相关，並且其环流形式与北太平洋不同，见图6-26。这一循环圈在北大西洋並不闭合，而是由两部分组成的，在亚寒带东部，湾流的一个分支北上进入北冰洋，为北冰洋带来了大量的热量，並成为北冰洋环流的一部分，而西部，则从北冰洋来的寒流沿格陵兰南下，一部分在格陵兰南面下沉，成为大洋底层水的两个主要来源之一；另一部分则沿格陵兰海岸进入古维斯海峡，到了加拿大东面成为拉布拉多寒流，拉布拉多寒流南下后在纽芬兰外与湾流相遇，使那里成为世界寒暖流交汇区的大渔场之一，而且也是一个多雾的海域。

亚寒带循环圈在太平洋、大西洋和印度洋中表现不同之处是：印度洋不存在亚寒带

海域，因而其差异主要是北太平洋和北大西洋的亚寒带循环圈。正如前面已经说过，北太平洋亚寒带循环圈是闭合系统，而北大西洋的亚寒带循环圈不是闭合的。这是因为北太平洋与北冰洋之间，只有一个狭窄且较浅的白令海峡相连，而北大西洋与北冰洋有较大宽度的海域相连；另一个不同点是北太平洋亚寒带环流系基本上都是寒流性的海流组成的，而北大西洋则东部是暖流，西部是寒流；第三个不同点是北大西洋北部有一个底层水的源泉，而北太平洋则没有，这是因为北大西洋盐度高于北太平洋(约高2左右)，当高盐水到达格陵兰海后，由于冷而高盐，因此加重了海水，而北太平洋亚寒带寒流表层水盐分较低，又不会产生堆积现象，所以虽然也会冷却，但并不十分重，不能沉到海底。

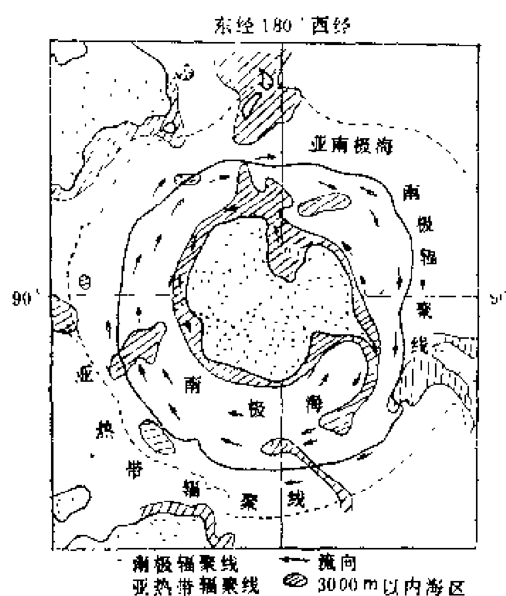


图6-27　南极绕极环流

4. 南极绕极流　在南半球由于大洋连成一片，同时还存在南极大陆，因此没有各大洋自己的亚寒带循环圈，而在太平洋、大西洋和印度洋中，环绕着南极大陆周围有一股从西向东缓慢流动的海流，通常称为南极绕极流，一般只有6×10^{-2}米/秒的速度，最大也不超过30×10^{-2}米/秒，但流幅很宽，达500千米，厚度达3000米以上，见图6-27。这一南极环流的特点是上下流速十分近似，但流速在3000米以下仅为表层的三分之一。流量大达100×10^{6}米^3/秒，这一巨大环流对于太平洋、大西洋和印度洋的深层水混和均匀过程起着媒介作用。其流路由于海陆分布和海底地形的影响而略有变形，但从整体看，仍可看出绕极流动的模式。这一顺时针的绕极大环流，或称西风流，是由绕着南极的偏西风带的西风应力所造成的。在南极绕极流的流动过程中，在威德尔海域有一个海水下沉而成为底层水的源点。

二、世界大洋深层环流系统

在多数的大洋里，风产生的环流很少伸展到深海中，一般来说，在赤道区域，表层流可伸到水深约20米至200米处，伸展深度最小；而在中纬度地区的西部边界海流，伸展深度最大，例如，哈特勒斯角湾流，伸展深度超过1000米，而在其东北部的下游部分可达到3000—4000米，但是，在这些深度，流速已大大降低。南极绕极海流有点异常，在从表层到深约4000米以上的整个深度范围内，流向相同，而且流速很大。海流与密度分布关系密切，而密度分布又与温度和盐度的分布有关。在深海海域测定温度和盐度这两个参数，比直接测定海流容易得多，这样，温度和盐度或是从这两个参数导出的密度的分布图或断面图，就经常用来表明海流的位置和速度。

(一) 世界大洋的垂直结构

对于大多数的大洋来说，其垂直结构中，可分出冷暖两种环流系统和五个基本水层

（表层、次层、中层、深层和底层）。

1．暖水环流与冷水环流系统　大洋经向暖水环流分布的范围是，在南北纬度40°—50°，从海洋表面到600—800米深度上。其水文特征是：垂直涡动、对流较发达，温、盐具有时间变化，受气候影响显著，水温较高，所以称为暖水环流。在暖水环流中因有明显的温度、盐度和密度跃层存在，所以，暖水环流又可分出表层水和次层水两种。跃层的位置和强度如图6-28所示。

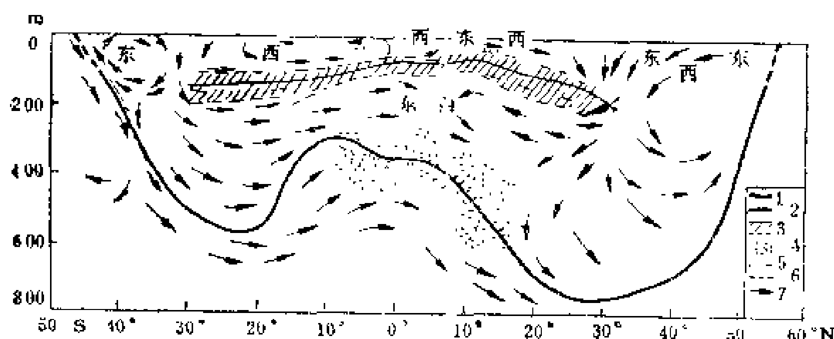


图6-28　大西洋暖水区结构与环流

1．暖水与冷水界线　2．最大密度梯度的位置　3．跃层范围　4．含氧量极低区　5．热带、亚热带最大盐度的位置　6．含氧量跃层　7．沿子午方向和子午线方向的运动

大洋经向冷水环流全部分布在大洋深处，从两极大洋表面一直伸展到大洋底部。其水文特征是：垂直涡动不发达，洋流主要是作缓慢的水平流动，由于它发源于高纬海区，所以水温低、盐度小，成为冷水环流。在冷水环流中，依海水运动特征和温、盐垂直分布规律的不同，又可分为中层水、深层水和底层水。每一层都有其各自的特征水团和水团的运动。这些层次能长期存在，是由于大洋中存在稳定的密度梯度，这些密度梯度大大地阻止了各水团的垂直混合。

2．表层水、次层水和中层水　表层水一般达到的深度为100—200米，由于大气的直接相互作用，该层水的温度和盐度的季节性变化较大。

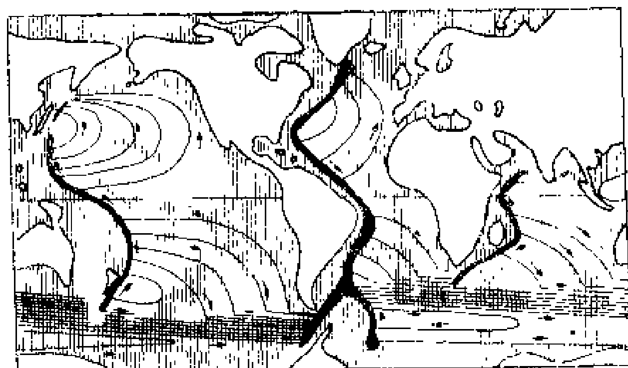
次层水为表层水以下到300—400米深度上（个别海区达500—600米）。

中层水为次层水以下到800—1000米深度上（个别海区可达1500米）。它没有受到季节性变化的影响，但它同表层一起，参与了风产生的表层环流，通常环流速度随深度增加而减小。

中层水以下到4000—5000米深度上为深层水；深层水以下一直到大洋底部为底层水。

表层水、次层水和中层水的共同特点是：从大洋表面到1000米深度上，都明显地存在着反气旋型环流，这是由柯氏力所决定的。从北纬40°到南纬50—60°之间，这三层水的共同特点是，温度较高，盐度较大，密度较小；在北纬40°以北，这三层水的特点是温度较低，盐度较小，密度较大。在南纬60°以南，其特点是温度最低，盐度较低，密度最大。次层水主要是由于亚热带辐合区表层水下沉和在冬季对流作用下形成的；中层水是由亚热带辐合区和高纬表层水下沉混合而成。

3．深层水　深层水的形成，主要是热盐环流。环流形态与以上三层水有显著不同，成为独立的环流系统，见图6-29。深层水的运动据计算和新近的直接观测表明，其在



→流向；口水深小于4000米；
二水深大于4000米；
➡深层流主要循环路径

图6-29 深层环流示意图

整个大洋范围内不是均匀扩展的，而是如同上层海流一样，倾向于汇集在大洋盆地的西部，如图6-29。如北大西洋、南大西洋和南太平洋西边界的深层水中。

深层水的水文特点是：中低纬区水温为1.5—3.0°C，盐度为34.6—35.0，密度较小；高纬区水温低，盐度小，密度大；南北极附近海区，2000米以下水温为－0.01——1.0°C，盐度小于35，密度大于27.80。深层水是由几种海水混合而成的，因此属于次生水。深层水的水源有两处：一是南极底层水；二是起源于格陵兰东南部海区的北大西洋深层水。南极底层水形成于威德尔海，然后沿海底北流，到南纬35—55°之间，汇入部分北大西洋深层水而东折，如图6-29，形成了巨大的深层绕球性的纬向环流。在非洲好望角南端和新西兰南端，这一环流中的一部分水分别流入印度洋和太平洋。

4．*底层水* 底层水位于深层水之下，遍布于大洋海底之上。底层水也有两个源地，一在南极大陆附近；一在北极附近。

发生在南极海区的底层水，称为南极底层水。它主要是形成于威德尔海和南极大陆架海区，这些地区因温度低(－1.9°C)，盐度达34.67—34.69，密度大。所以易下沉形成底层水，其水量可达10^7米^3/秒，然后沿大陆坡流入太平洋、大西洋和印度洋，并可越过赤道进入北半球，在大西洋可达北纬45°；在印度洋可达孟加拉湾和阿拉伯海；在太平洋可达阿留申群岛。

北极底层水形成于格陵兰附近的北极海区，水温在－1.4°C，盐度在34.62—34.92，密度也大，故有利于底层水的形成。形成后经冰岛与法罗群岛间海槛以及丹麦海峡流出，但因这些海区水深小于1000米，所以北极底层水不能大量地流入大西洋。

（二）深海环流综合模式

斯托梅尔于1958年从理论上作了必要的简化，建立起了深海环流的综合图象。他所作的唯一假设是，深海水有两个来源，一个是来自南极底层水源地的南极海域；另一个是来自北大西洋深层水源地的北大西洋海域。由动力学理论导出的环流表示于图6-30中。此环流的特点是具有强化的西部边界海流和在宽阔大洋的大范围内的扩散流。根据温度的分布，长期以来有人认为，北太平洋的深层水与底层水起源于南极海域。在斯托梅尔的示意图中，当西部边界海流向北流动时，底层水由南太平洋流向北太平洋，而且已经积累了较多的间接证据，支持这一观点。1968年，在太平洋西南部的萨摩亚和土阿莫土岛间的狭窄的海峡的底层中进行了一系列的海流观测，观测结果直接证明：这一海流存在于水深大于4800米处，测得的海流速度平均为5—15×10^{-2}米/秒，流向指向北与东北方向之间。

综上所述，世界大洋流系由表层(包括次层水)环流、中层环流、深层环流和底层

环流所组成。表层环流系统，主要是风生环流，在南纬30°到北纬45°之间，除北印度洋外，均为反气旋型环流，并有大洋西部洋流强化的现象；在北纬45°以北海区为气旋型环流。北印度洋海区为季风漂流；南极海区则为绕极性环流。中层水、深层水和底层水均为热盐环流。深层水和底层水在南北极海区附近为其源地，然后缓慢地流向各大洋，在其运动过程中进行着全球性的水量交换与循环；同时在表层水、次层水、中层水、深层水和底层水之间也进行着水量交换与循环，这样就构成了世界大洋中统一的环流体系。

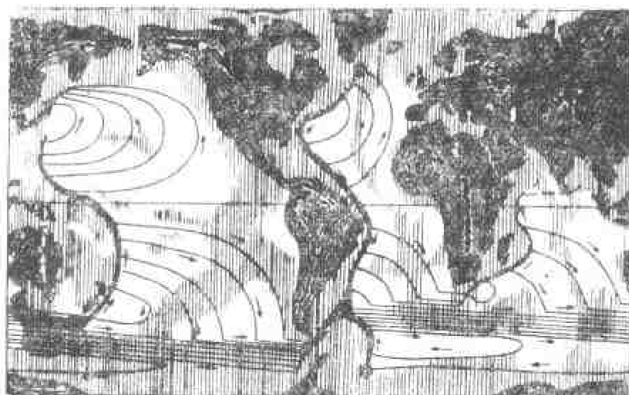


图6-30 世界各大洋的深海环流
→流向；
水深小于4000米；
水深大于4000米；
—深层流主要循环路径；

第八节 中尺度涡与埃尔尼诺现象

上节叙述的大洋环流分布只是一种平均状况，它和地球表面平均天气过程有类似之处，实际上，海洋千变万化，所谓相对稳定的海流系统，其变动是相当明显的，以最强大的湾流和黑潮为例，它们的流动路径不仅有年变化，而且还有月变化和日变化。所以，海流是时刻变化着的，不仅流轴是这样，每一点的流速和方向也是这样。下面我们来简述近代提出的一种不稳定流，即关于中尺度涡旋和埃尔尼诺现象。

一、中尺度涡旋

近年来，在强流的边缘上以及一些大洋的弱流区，经常观测到中尺度涡旋现象。在这些弱流区，流速平均仅1×10^{-2}米/秒，但叠置着速度10×10^{-2}米/秒、空间特征尺度为100—500千米的量级、时间尺度为一至几个月的涡旋。蒙克曾把它和天气系统作了对比(见下表)。

	空间尺度	强度	移动时间
天气系统	1000千米	10米/秒	3天
中尺度涡旋	100—500千米	10×10^{-2}米/秒	100天

可见，中尺度涡旋非常类似于大气中的气旋和反气旋，只是水平范围小一些，故中尺度涡旋也称为天气式海洋涡旋。对照天气系统的高压(H)与低压(L)的表示法，海洋中尺度涡旋也有“高压”区(H)和“低压”区(L)之分。当水体旋转方向为顺时针时，称之为反气旋式涡旋，反之，当水体旋转方向为反时针旋转时，称之为气旋式涡旋。气旋式涡旋能使海面升高，将下层冷水带到上层较暖的水中，因此，气旋式涡旋又称冷涡旋，相反，反气旋式涡旋能使海面下降，携带上层的暖水进入到下层的冷水中，故反气旋式涡旋又称作暖涡旋。

大西洋北部的中尺度涡旋，自东向西传播，如果取其波长为400千米，周期为50天，那么它的水平移动速度便是10×10^{-2}米/秒左右。中尺度涡旋分布很广，有人在毗连北海道和日本本州岛的黑潮附近，以及千岛群岛以东区域发现了两种性质的涡旋，一种是向北和东北方向移动的反气旋式涡旋，它就带动了500—600米深的水柱按顺时针急速旋转下沉；另一种是向南和西南方向移动的气旋式冷涡，带动着400—600米深的水柱按逆时针旋转上升。它们旋转直径大小不等，在50—200千米内，其移动速度每昼夜926—7408米，成长的寿命有长有短，一般在6—12个月之间。中尺度涡旋不但分布广，而且具有巨大的能量，有人估算，它具有世界大洋动能的90%。中尺度涡旋的移行对海洋里的温、盐、密的分布变化、对整个大洋环流的变动以及大气环流的变动均有着重大的影响，所以要作出海洋环境有关要素的预报，就必须研究中尺度涡旋。

二、埃尔尼诺现象

在太平洋沿岸的秘鲁和厄瓜多尔沿海，在圣诞节前后，发生一种海水异常回暖的现象，当地人们称之为埃尔尼诺流。近代科学研究发现：埃尔尼诺不仅是局部的海洋异常，其影响也不限于热带太平洋东部，而是可以波及全球，造成世界性的天气异常。因此，现在科学家所谓的埃尔尼诺，其含义已经大大超出了传统的观念。人们不再简单地把它看作一种"流"，而是把它作为一种大规模的海洋和大气相互作用的现象来研究。

埃尔尼诺特征是：通常在赤道太平洋东部的厄瓜多尔和秘鲁沿岸，由于盛行与海岸平行的偏南风，表层海水在风和柯氏力联合作用下，产生离岸流动，为了保持水体平衡，于是深层较冷的海水便涌升上来补偿，因此那一带海面温度较低，大气稳定，气候干燥，是著名的赤道干旱带。而在海洋里，由于深层海水富含营养物质，它的涌升为上层鱼类生长提供了极为有利的条件，所以那里鱼类资源十分丰富，形成世界闻名的秘鲁渔场。但是，有些年份，在圣诞节前后，中美洲沿岸有一股暖水沿厄瓜多尔和秘鲁海岸向南流动，代替了那里原来的冷水，沿岸涌升流也随之减弱或消失，从而影响了那里的海洋动物区系和鱼类，使秘鲁渔场大幅度减产。随后，通常干旱少雨的南美洲西部地区连降大雨。这股向南侵入的暖水每隔若干年发生一次，时间间隔不确定，每次持续时间长短也不一，短者数月，长者达一年以上。暖水南侵的范围可达南纬14°附近。每次埃尔尼诺的大小是由它的强度、持续时间及造成的后果来确定的。

最近1982—1983年发生的这次埃尔尼诺现象为本世纪以来最强的一次，它引起了全球性的天气异常。在1982年11月，赤道太平洋东部地区海温异常升高，并且范围越来越大，海温比常年高出6°C，打破了历史记录，圣诞节前后，栖息在圣诞岛上的1700多万只海鸟不知去向。接着1982年冬到1983年春，太平洋东岸的秘鲁等许多拉丁美洲国家下了大雨，河水泛滥，美国中、西部不断遭到风雪、冻雨及低温的袭击，华盛顿经历了一场百年罕见的大暴风雪。在太平洋西岸情况恰恰相反，出现了严重的干旱，如印尼、澳大利亚、印度南部以及非洲十五个国家经历了近几十年来最严重的干旱，引起森林大火，农牧业灾荒。在欧洲和苏联，则出现了异常暖冬。我国也出现了天气异常，南方春夏低温多雨，长江流域出现历史上罕见的大洪水，北方春季一反常态，雨量充沛，天气暖和，局部地区频繁出现灾害天气。

为什么会发生埃尔尼诺，即为什么会发生暖水南侵？这是几十年来科学家们一直在

探讨的重要问题。早期，有些科学家把埃尔尼诺归咎于秘鲁沿岸上升流的变化。他们认为，由于沿岸上升流减弱或者消失，秘鲁沿岸表层海水的流动也随之减弱或停息，这时其北部赤道附近的高温低盐海水便会乘虚而入，从而造成埃尔尼诺现象。然而，这种理论未能解释为什么沿岸上升流会减弱或消失，因而实际上并没有回答产生埃尔尼诺现象的根本原因。

1961年，皮叶克尼斯首先发现，太平洋上空大气环流的长期变化，与赤道东太平洋的南美西海岸附近出现的异常暖流(即埃尔尼诺)有关。于是，科学家们开始把注意力转向海洋与大气相互作用方面。1973年，一些海洋学家发现，在埃尔尼诺出现之前数月，当地信风异常减弱，赤道逆流加强，中美洲沿岸发生暖水堆积。因此他们认为，埃尔尼诺是由于太平洋赤道上信风减弱引起的。他们提出，信风如果强劲吹上一年多，就会加速温暖的南赤道海流向西流动，使赤道太平洋西部发生暖水堆积，从而形成赤道太平洋洋面的东西向倾斜；一旦信风减弱时，西部的暖水就回流到太平洋东部，秘鲁沿岸涌升流大大减弱或消失，水温升高。1976年，赫尔伯特等人对1972—1973年发生的大埃尔尼诺做了数值模拟，试验结果也支持了这种理论。

但是，有些气象学家们则把信风的减弱归咎于异常的海面高温。他们认为，如果赤道太平洋中部异常暖水引起当地大气增温，那么进入该区的低空气辐合，就使赤道太平洋西部和中部上空西风异常地加强，从而使偏东信风减弱。

1983年，菲兰德认为，海洋学家和气象学家争论的对立性，意味着埃尔尼诺可能是海洋和大气之间的不稳定相互作用引起的。他考虑了这样一种情况：假如赤道太平洋某处存在一个使局部大气增温的初始异常暖的水域，由于增温区海面风的辐合，使该水域西部盛行信风减弱，而使东部的信风加强。在信风减弱区，由于上述海洋学上的原因，海面温度升高，因而初始异常暖水域向西扩展，从而使海洋和大气异常进一步增大；在这个过程中，海洋异常不断地供给西部比较暖的水，并把部分热量传递给大气。而在初始异常暖水域的东部，温度变化取决于两个因素：一个是当地信风加强，它使赤道下面海水涌升加强，从而使海面温度降低，另一个是初始异常暖水域西部的信风减弱，它产生向东传递的凯尔文波，使初始异常暖水域东部的海面温度升高，但表层暖水是否向东扩展，要看这两个因素中哪一个是主要的。菲兰德等人采用一种最简单的模式，模拟了这种海-气的不稳定的相互作用过程。指出，这种不稳定相互作用是受大气辐合带季节运动调节的，使埃尔尼诺增强的最初扰动是在一种不规则的季节循环方面，而这种季节循环受许多因素影响，其中有些因素是在热带以外，因此情况非常复杂。

由于埃尔尼诺与人类关系密切，科学家们研究的目的不仅要弄清其原因，而且希望能提前对它作出准确的预报。早在1972年，奎因和伯特研究表明，在热带太平洋的东、西两个岛屿(复活节岛和达尔文岛)上的地区气压差，与赤道太平洋中西部的雨量有统计关系。他们发现，如果到4月和5月底，两地气压差降至5百帕以下，那么在9—12个月以后将会有一个延长的赤道大雨期，否则就没有。1972年5月，气压差仅为0.5百帕，大约一年以后，赤道太平洋中部出现了特大暴雨。这正值1972—1973年大埃尔尼诺期间。因此，奎因曾想用他的统计方法预报埃尔尼诺。但这时，沃特基提出了埃尔尼诺形成的信风理论。于是他又分析了资料，事实证明，复活节岛和达尔文岛之间的气压差是赤道太平洋信风强度的理想指标。当太平洋中部信风发展到一定程度后，信风就会减

弱，洋面应力随着减小，致使（约2个月以后）南美沿海和赤道附近洋面水温升高，从而建立了信风强度和海面温度变化之间的因果关系。他的分析研究表明，当指数达到峰值（>13百帕）并出现下降趋势时，就可预料埃尔尼诺将在9—12个月以后入侵，翌年1—3月份开始出现。由此，他认为有可能提前三个月对埃尔尼诺作出预测。

1974年，奎因和沃特基曾应用相同的资料分别作出1975年初将产生埃尔尼诺的预测。为此，1975年"北太平洋试验"期间组织了两个航次进行调查验证。第一航次（2—3月间）调查结果证明出现一个弱的埃尔尼诺，但在4—5月间的第二航次调查发现埃尔尼诺已经中断。后来，奎因等对他的预报方法作了改进，采用一个更复杂的预报方案，但这个方案仍以统计方法为依据，结果仍不理想。

显然，预报埃尔尼诺的关键，是如何在几个月之前预报出太平洋中部的信风强度。以前许多人简单地认为，太平洋中部和南美沿海的大气-海洋系统是两个相对稳定、持续的型式，埃尔尼诺和反埃尔尼诺两者之间存在短暂的、不稳定的过渡，只要掌握了这种过渡的开始时间，就能作出成功的预报。但实际情况要复杂得多。观测表明，这种过渡期时而中断，时而延长，有时甚至出现埃尔尼诺半途夭折现象，使预报发生很大的困难。不过，最近科学家认为，利用卫星监视海洋和大气，有可能对埃尔尼诺作出预报。卫星可连续监测赤道太平洋上空的西风变化，使用红外遥感洋面温度，可监视向厄瓜多尔传播的凯尔文波和沿岸异常暖水的发展，由此可期望提前几个月预报出埃尔尼诺的发生。

第九节　中国近海及邻近海区的环流系统

一、中国近海及邻近海区的环流分布

与我国大陆毗邻的渤、黄、东海是位于北太平洋西北部的浅海。该海的深度较浅，大部分区域位于水深不到200米的大陆架上，只是在海的东南部邻接太平洋的琉球群岛一侧为深沟。而且琉球群岛之间有着宽广而较深的水道，可以与太平洋进行良好的水交换。

（一）渤、黄、东海的环流分布

渤、黄、东海的海流主要是由黑潮暖流和沿岸流两个流系组成，具有气旋式环流的特征。

1．黑潮流系　它是黑潮主干及其分支（台湾暖流、对马暖流和黄海暖流）组成。

黑潮起源于北太平洋上的北赤道流。自东向西的北赤道流在菲律宾东岸受阻后向南北分流：向南一支沿棉兰老海岸南下；向北的一支流就是著名的黑潮，它沿菲律宾北部诸岛北流，在向北流的过程中，除有一部分流入巴士海峡外，其主流沿台湾东岸流向东北，而后进入东海，并沿大陆坡流向东北，见图6-31。流抵日本奄美大岛之西约29°30′N、129°E附近又开始分支，主要的分支向东，通过吐噶喇海峡而沿日本南岸向东北方向流动。

奄美大岛之西的黑潮另一分支，向北流经九州西岸外海，大约在五岛列岛南方海域再分两支：一支向东北流，通过朝鲜海峡进入日本海，这支海流通过对马岛附近，故称为对马暖流；另一支在济州岛南面北上进入黄海南部，称为黄海暖流。黄海暖流在北上过程中，受到沿岸水及气象条件的影响而逐渐变性，暖流特征随着进入黄海的距离增加而很快减弱。这支海流的流向比较稳定，终年偏北，流速比黑潮和对马暖流要小，大约

0.10—0.15米/秒；在温度、盐度的分布上，呈现出明显的由黄海南部伸向黄海北部的高温、高盐水舌，特别是冬季最为明显，因而，它可以给渤海、黄海区带来高温、高盐的外海水。这支海流进入渤海后分为两支：一支入辽东湾构成右旋环流；另一支在渤海南部构成左旋环流。

黑潮主干(主流)在我国台湾东北海域分出一小分支，沿闽浙外海北上，可达杭州湾外，然后转折向东与黄海冷水混合而变性，这支海流从台湾附近流来，称为台湾暖流，也称为黑潮的闽浙分支。台湾暖流流向较为稳定，其势力远不如黑潮主干强，流速也较小，通常为0.26—0.51米/秒，愈往北流速愈小。这支暖流给我国浙江近海带来高温、高盐的外海水。当它与沿岸流交汇时，存在着明显的锋面，渔民们称为"流隔"，形成著名的舟山渔场。

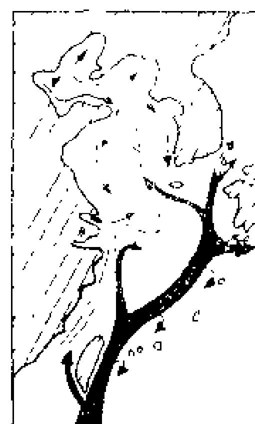


图6-31 渤海、黄海和东海的海流系统示意图

黑潮在我国台湾的东南海域，于10月至翌年1月，有一部分流经巴士海峡进入南海，约在台湾的南面又分两支：主流向西南，成为南海左旋环流的一个组成部分；支流沿台湾西岸北上，与黑潮主干和台湾暖流汇合。

黑潮受到地形的影响，各地的流幅、流速和流量均不相同。一般地说，黑潮的流速为0.51—1.02米/秒，最大达1.02—2.57米/秒，厚度为400米左右，流量为30—40百万米^3/秒。在东海，黑潮流速为1.02—1.54米/秒，平均流量约为35百万米^3/秒，大约相当于长江年平均径流量的1000倍。黑潮的水温较高，水面温度夏季达29°C，冬季为20°C，由南向北递减。

2.*沿岸流系* 由于我国沿岸有许多大小不同的江河入海，把沿岸海水冲淡，这些被冲淡的海水沿岸边流去。为了保持与外海暖流的交换与平衡，它们运动的总趋势是由北向南，同时，不断地与外海海水混合，产生许多小旋涡。在我国沿海自北向南主要有辽南沿岸流、辽东沿岸流、渤海沿岸流、苏北沿岸流和闽浙沿岸流等。

(1) 辽南沿岸流：沿辽东半岛南岸流向渤海海峡，其源于鸭绿江淡水，冬季流速甚小。

(2) 辽东沿岸流：为渤海顺时针环流的一部分，沿辽东半岛西北岸南下。

(3) 渤海沿岸流：源于渤海湾海河口一带，沿岸南下，与黄河水汇合，形成一股盐度极低的海流，出渤海海峡后大部绕过成山头汇入苏北沿岸流。

(4) 苏北沿岸流：源于海州湾、淮河口一带，上接渤海沿岸流，沿海州湾外30米等深线南下，至长江堆后，向东南流去，与黑潮北上分支相汇合后逐渐消失。每年6—8月，由长江冲淡水的补充而加强，其影响可达整个朝鲜海峡。

(5) 闽浙沿岸流：起源于长江口和杭州湾一带，主要由长江和钱塘江的径流入海组成，沿途还有瓯江和闽江的淡水加入。它分布在长江口及其以南的浙闽沿岸。因浙闽沿岸岛屿众多、岸线曲折及海底坡度较陡、所以流的宽度较窄，一般在距岸37—74千米。冬季，在强劲的北风和东北风吹刮下，沿岸流的势力往南可越过台湾海峡；夏季，长江径流浩大，又在偏南风作用下，长江冲淡水指向东北朝着济州岛方向流动。

(二)南海的环流分布

南海位于热带季风区，夏季盛行西南风，冬季盛行东北风，季风方向与海区长轴一致，有利于稳定流系的发展。南海表面环流在风的作用下，具有季风漂流的特性。夏季

盛行西南季风，以6—8月最盛；冬季盛行东北风，以12—1月最盛；10月和4月分别为西南季风和东北季风的转换月份，风向不稳定，比较零乱。在季风的长期吹送下，南海海流的方向、路径和强度都随季风而变，如图6-32所示。西南季风期间，南海为东北流，东北季风期间，则大部分区域为西南流。

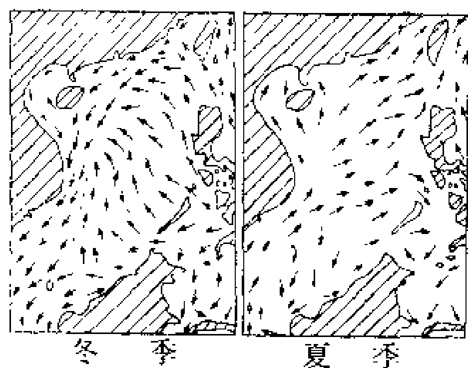


图6-32 南海表面流

在西南季风期间，海水主要从爪哇海经卡里马塔海峡和卡斯帕海峡，进入南海。主流靠近马来半岛和中南半岛一边，流速较快，流幅较窄，在向东北运动过程中，流幅逐渐分散，到达南海北部时，大部分海水通过巴士海峡流出南海，与南来的黑潮汇合北上，小部分海水继续北上，进入台湾海峡到东海。

西南季风漂流的主干在流动过程中有若干小分支：马来半岛北，从主干分出的小分支，往西进暹罗湾，构成一个顺时针的环流；在我国海南岛以南，有一小支进入北部湾，形成一个逆时针的环流；在中南半岛东南的强流区以东，分出一支逆流，先往南，后向东、向北，沿加里曼丹岛和巴拉望岛西岸北上，至巴拉望岛的北面与一股向东的海流汇合，进入苏禄海。

在东北季风期间，南海盛行西南向的漂流，与夏季情况相反，黑潮部分海水经巴士海峡输入南海北部，同来自台湾海峡的沿岸流合并流向西南，主流沿中南半岛南下，绝大部分海水经卡里马塔海峡和卡斯帕海峡流入爪哇海，小部分海水进马六甲海峡流入安达曼海。在南海的东部，从苏禄海进入南海的海流有南北两支：北支从吕宋岛和巴拉望岛之间的海峡流入，开始向西北，然后并入主流；南支从巴拉巴克海峡进来，向西或向西南，在南海中部和东部形成一个范围比较大的逆时针环流。

冬季和夏季，南海西部的海流均比东部的强，强流区在越南近海。

二、中国近海及邻近海区海流的季节变化

影响中国近海及邻近海区海流系统季节变化的因素是很复杂的，外海流系和沿岸流系又各不相同。对外海流系来说，一般有下列因素：(1)黑潮及其本源(北赤道流)的季节变化；(2)季风的作用；(3)沿岸流系的消长；(4)底层冷水的削弱作用；(5)海区的水量平衡。在这些因子的影响下，黑潮流系的主要区段的季节变化如下：

黑潮四季变化无一定的规律性，有的年份冬强夏弱，有的年份夏秋强冬春弱或冬夏相同。

对马暖流的流速和流量有若年周期的特点，流速以9月最大，约0.62米/秒，2月最小仅0.10米/秒左右。

黄海暖流的流速也有显著的季节变化，通常是冬季强，夏季弱。

台湾暖流的流速具有明显的季节性，夏季强，冬季弱。

南海的表面流的流向如前面所述，夏季为东北流，最大流速约为1.02米/秒，冬季为西南流，最大流速约为1.54米/秒。

影响沿岸流系季节变化的主要因素有：(1)沿岸江河大陆径流的年变化；(2)季风的

影响。

我国沿海主要河流的径流量，一般夏季(6—9月)最大，冬季(12—2、3月)最小，沿岸流系的消长也与之相应。

由于沿岸流系除了大陆径流外，主要是由浅海风海流和风效应引起的倾斜流所组成，故它的变化与季风变化相一致。由图6-33、6-34所示，在11月至翌年2月(以11月和2月为例)，在强烈的北向冬季季风的作用下，自北向南的沿岸流系最强，扩展范围最大，在东海可扩展到126°E左右。

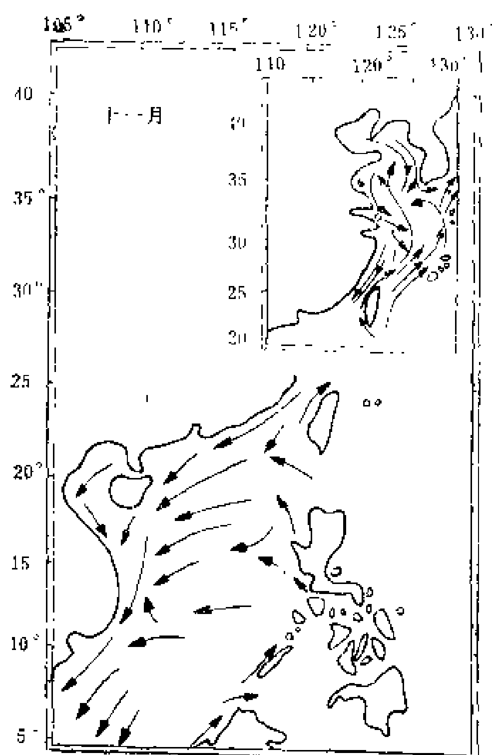


图6-33　中国近海秋季(11月)表面海流

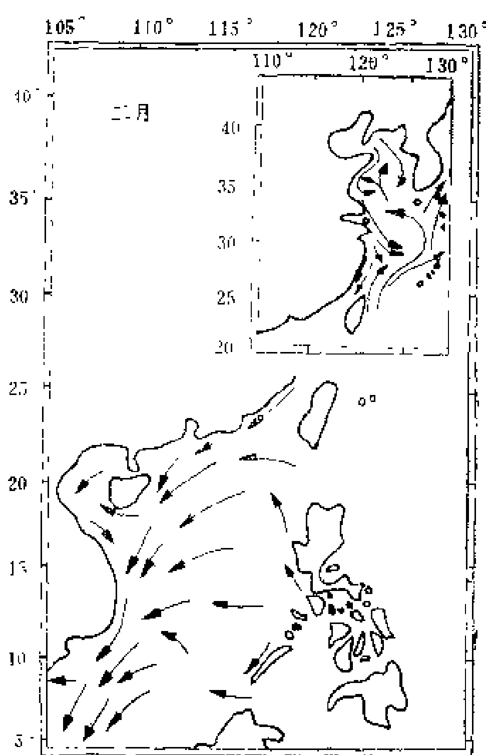


图6-34　中国近海冬季(2月)表面海流

在3—5月季风的过渡月份中(以5月为例)，如图6-35，南向的沿岸流在整个沿海都是由强变，弱並向北收缩至杭州湾附近。可见，5月份以后，杭州湾以南和以北的沿岸流方向相反。

6、7、8月份为夏季南向季风的盛行期(以8月为例)见图6-36，杭州湾以北的沿岸流，虽然还是自北向南，但已变得比较弱了。而在杭州湾以南，沿岸流的方向与冬季完全不同，东海、南海的沿岸流与外海暖流系统汇合在一起，自南向北流动。

9、10月份也是季风的转换期，即夏季季风逐渐被冬季季风代替，自北向南的沿岸流又逐渐增强，并向南扩展。

上述海流模式实际上只能代表海流平均状况的某种理想图案。海流不仅有季节变化、年变化以及更长周期的变化，而且还有许多复杂的随机性变化。尤其随着当代最新技术(如电子、激光、红外线、微波、声学、计算机技术等)应用到海洋探测中以后，取得了长期、连续、立体化和高精度的同步或准同步资料。人们对海流的认识也必将产生极为重大的新突破。

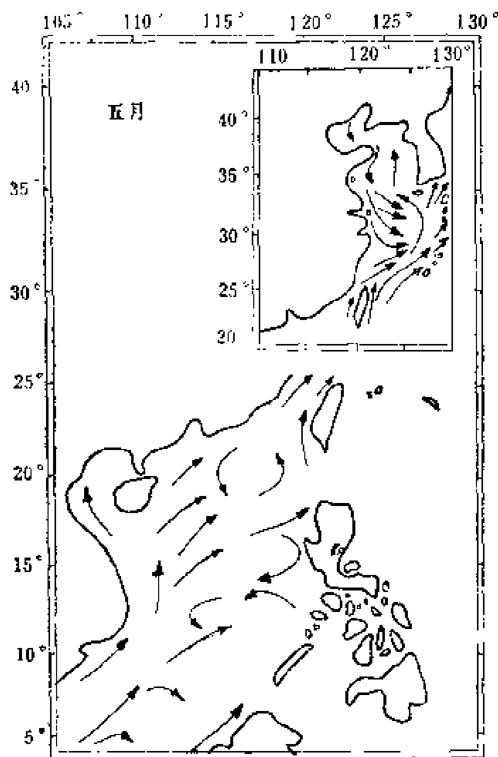


图6-35　中国近海春季（5月）表面海流

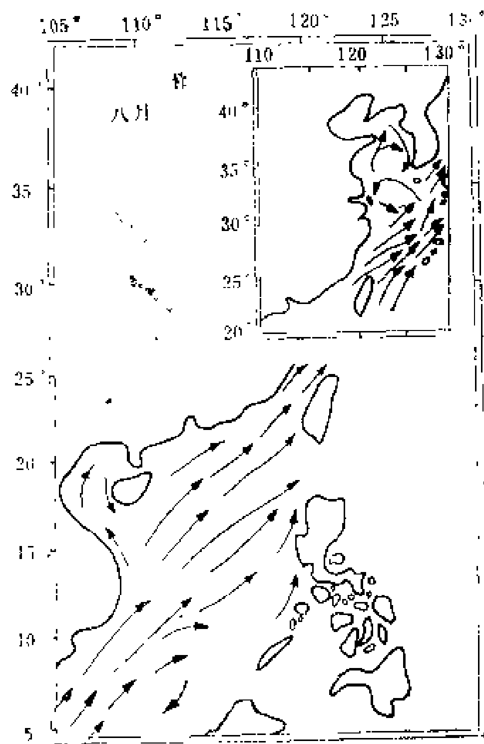


图6-36　中国近海夏季（8月）表面海流

复 习 思 考 题

1．促使海流发生的原动力有哪些？海流分哪几种类型？

2．密度流的定义是什么？在密度流中海水质量场、压力场和流场之间关系是什么（北半球）？

3．无限深海中厄克曼风海流发生情形如何？

4．浅海风海流随海深如何变化？

5．什么叫摩擦深度？它的大小主要取决于什么？

6．风海流的水量运输特点是什么？

7．风海流的副效应是什么？

8．如何从上升流区实测的水温断面分布图上来大致判断上升流？

9．说明大洋表面环流模式。

10．说明太平洋、大西洋和印度洋中的主要表面环流。

11．说明世界大洋深层环流模式。

12．说明黑潮主干及其分支。

13．说明中国近海及其邻近海区的环流分布。

14．说明中国近海及其邻近海区的环流变化。

第七章　海　　浪

第一节　概　　述

海浪是发生在海洋中的一种波动，是海水运动的主要形式之一。当你走到海边，总会看到阵阵波浪在海面滚动，在海洋中完全的“风平浪静”是非常罕见的。

在海洋、湖泊和水库等水体中，当其受外力作用时，水质点离开平衡位置而往复运动，并向一定方向传播，此种运动称为波动。这里所指的海浪是指海洋里的波动现象，主要包括风浪、涌浪和近岸浪，其周期界于1—20秒之间。

一、海浪要素

为便于讨论，先解释下列海浪要素。图7-1是当海浪发生时，海表面理想化波面的轮廓。

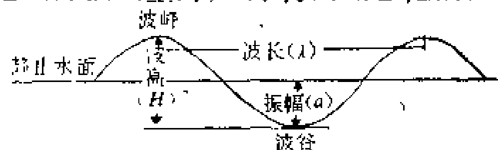


图7-1　海浪要素

波峰——波面的最高点；

波谷——波面的最低点；

波高H——相邻波峰与波谷间的垂直距离，单位为米；

振幅a——波高之半；

波长λ——相邻两个波峰或波谷间的水平距离，单位为米；

波陡δ——波高与波长之比；

周期T——通过一个波长所需的时间，或两相邻的波峰（波谷）通过一固定点所需的时间，单位为秒；

波速c——波形移动的速度，即单位时间内波动传播的距离。波速、周期和波长之间存在下列关系：

$$c = \frac{\lambda}{T}$$

单位为米/秒。

波向线——表示波浪传播方向（浪向）的线；

波峰线——与波向线正交，并通过波峰的线；

频率f——在某一个固定地点上，单位时间内所经过的波个数，即

$$f = \frac{1}{T}$$

波数k——指在2π距离内所包含的波个数，

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}$$

圆频率σ——表示在2π秒时间内，所经过的波个数，

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f$$

波龄β——波速与风速（U）之比，即

$$\beta = \frac{c}{L}$$

二、海洋中波动的分类

海洋中波动的种类很多，分法也不一。我们简单介绍一下海洋中波动的分类：

（一）按波的周期（频率）分类

按照波的周期或频率，可将波浪分为表面张力波、短周期重力波、长周期重力波、长周期波和长周期潮波。京斯曼1965年提出了一个根据周期和频率区分波浪的图解，见图7-2。图中表明了各种频率的海浪所包含的相对能量。人们最关心的是图7-2中那些被归入重力波的具有周期为1至30秒的波浪，其中周期为3—15秒的波浪，对海岸工程问题往往比较重要。

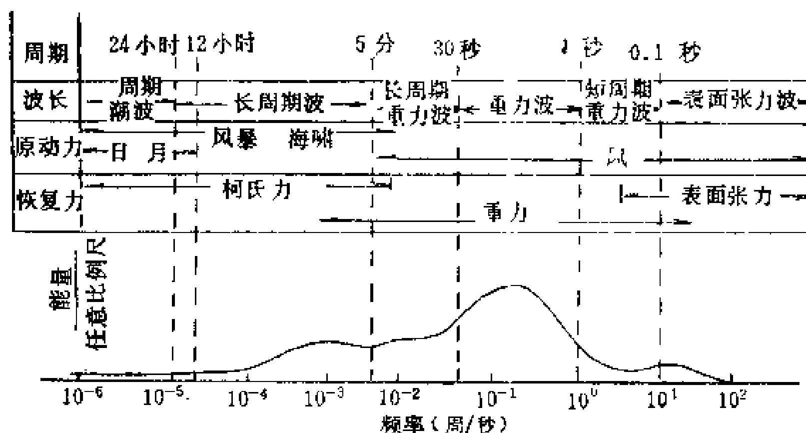


图7-2 根据周期和频率划分的各类波浪示意图

（二）按照水深相对波长的大小分类

按照水深相对波长的大小，可将海浪分成深水波和浅水波。如果水深相对波长很大，则称为深水波，以后我们将看到，由于这种波动主要集中在海面以下一个较薄的水层内，故又称为表面波或短波。如果水深相对波长很小，则称为浅水波或长波。

（三）按形成的原因分类

1．风浪和涌浪　风浪是风直接作用下，水面出现的波动。风浪离开风区传至远处或风区里风停息后所留下来的波浪，则称为涌浪（涌）。

2．潮汐波　海水在月球和太阳引潮力作用下产生的波浪。

3．海啸　依其生成原因，又分为气象海啸和地震海啸。前者是由气象原因，如台风、风暴等所成的浪；后者则是海底或海岸附近发生地震或火山爆发所形成的波动。

4．气压波　相邻海区的气压不同或某一海区气压发生急剧变化而产生的波动。

5．内波　一般说来，它是海洋中密度相差较大的水层处形成的波动。

（四）依波形的传播性质分类

1．前进波（进行波）　波形不断地向前传播的波浪，称为前进波。

2．驻波　波形不向前传播，只是波峰和波谷在固定点不断地升降交替着的波浪，称为驻波。

第二节 波动的基本性质

海浪是一种十分复杂的现象，它千变万化，杂乱无章。但海浪最引人注目的特点，就是水面周期性的起伏，就某一时刻讲，每经过一定距离出现一个峰或谷；就某一固定地点讲，每经过一定时间出现一个峰或谷。因此，我们分析海浪时，首先就考虑周期性这个特点。正弦曲线(或余弦曲线)具有这样的周期性，所以用它来描述海面的波浪变化，是一个最简单、最初步的途径；其次，分析这种简单波动的特性可以近似说明一些海上的波浪现象；另外把多数简单的波动(正弦波)迭加起来，还可说明更复杂的波浪现象。这是当前研究海浪的主要方法之一。

研究液体表面波动的理论很多，这里只介绍一种比较常用的小振幅波理论。所谓小振幅波是指波高远小于波长 ($H<<\lambda$) 的简单波动，这种假定，是某些实际波动的一种近似，但就其所得理论结果来看，尚能说明海洋中的一些波动现象，下面我们将分别从短波(深水波)和长波(浅水波)两部分来讨论。

一、短波(深水波)

短波(深水波)就是波长相对于水深很小的一种波动，当其波形向前传播时，称为进行波。下面讨论这种小振幅进行波的波动性质。

(一) 小振幅进行波

1. *波剖面方程* 观测表明，液体表面出现的进行波，当波高甚小时($H/\lambda<1/100$)，其波形接近于一条不断向前移动的简谐曲线。从理论上可以证明其波剖面方程为

$$\zeta = a\cos(kx-\sigma t) \qquad (7\text{-}1)$$

其中ζ为波面相对于静止水面的高度，a为振幅，k为波数，σ为圆频率。显然，ζ是地点x和时间t的周期函数，这是因为，当t取某一定值时，ζ将随x变化，$\zeta=a\cos kx$，表示开始时刻($t=0$)的波形，取不同的t时，可以得出不同的波形；同样，当x取某一定值时，ζ将随t而变，$\zeta=a\cos\sigma t$，表示在原点($x=0$)波面随时间的起伏。

波面不仅是时间和空间的周期函数，而且还将沿某一确定方向移动。从式(7-1)中看出，波峰或波谷的位置由下式表示的位相值确定

$$kx-\sigma t=n\pi \qquad (n=0,1,2,3\cdots)$$

n为奇数时表示波谷，n为偶数时表示波峰。如取$n=0$，则$kx-\sigma t=0$，表示某一确定波峰的位置和时间的关系。随着时间的推移(t的数值增大)，确定该波峰位置的x值必须相应增大，即该波峰应往正x方向移动，因此上式中的负号，表示波动沿正x方向传播；如为正号，则表明该波动向负x方向传播，这样的波浪称为后退波，其波动方程式为：

$$\zeta=a\cos(kx+\sigma t) \qquad (7\text{-}2)$$

2. *波速、波长和周期及三者关系式* 小振幅波动理论证明，对于深度不变的水域，进行波的波速可以由下式表示

$$c=\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}\,\mathrm{th}\,\frac{2\pi h}{\lambda}} \qquad (7\text{-}3)$$

式中h为水深，λ为波长，g为重力加速度，c为波速，$\text{th}\frac{2\pi h}{\lambda}$是双曲线函数，称为双曲线正切，公式为：$\text{th}x = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}$，当$x$很大时，它近似等于1；当$x$很小时，它近似等于$x$。故当深度远大于波长（实际上当海深大于波长一半时即可）时，$\text{th}\frac{2\pi h}{\lambda} \doteq 1$，于是

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \qquad (7-4)$$

这是小振幅深水进行波的波速公式，上式指出，其传播速度仅与波长有关。

一般前进波的波长、周期和波速间的关系为

$$\lambda = cT$$

于是可得

$$\lambda = \frac{gT^2}{2\pi}\text{th}\frac{2\pi h}{\lambda} \qquad (7-5)$$

式(7-3)和(7-5)给出波长、周期和波速之间的关系，它们表示波长和波速都与深度有关，与波高无关。

同样，对于深水波(短波)式(7-5)可简化为

$$\lambda = \frac{gT^2}{2\pi} \qquad (7-6)$$

若将g及π的数值代入，便可得到短波(深水波)的波长、周期和波速三者的简单关系（单位为米、秒和米/秒）见表7-1。在实际工作中，不必具体计算，可用《海洋水文常用表》表40和表41直接查得。

表7-1　波长、周期和波速关系

已知 T		已知 λ		已知 c	
$c=1.56T$	$\lambda=1.56T^2$	$c=1.25\sqrt{\lambda}$	$T=0.8\sqrt{\lambda}$	$T=0.64c$	$\lambda=0.64c^2$

上述关系虽是在小振幅的假定下求得的，但能近似地应用于实际的海浪。表7-2给出实测值与计算值的比较。

3. *水质点运动和波形的传播*　在海边观看波浪时，会看到阵阵波浪向岸边传来。这种现象是波形的传播，而不是水质点的真正运动。若观察海洋里飘浮的水草或浮子时可发现，它们将随波动作周期性的起伏，但并不随波形一起往前移动，可见，水质点的运动和波形的传播是不同的。当波浪向前传播时，水质点不随波浪前进，但在水面起伏的过程中，水质点即随波动作简谐振动。从理论上推出的结果以及实际观察可知，海洋中小振幅进行波的水质点运动轨迹为一个圆，它以自己的平衡位置为中心作等速圆周运动。当波峰到达时，水质点位于圆周的最高点；当波谷到达时，水质点位于圆周的最低点，当水质点沿着自己的轨迹运动一周后，正好一个波传播过去，由此可见，圆的半径等于波浪的振幅，而水质点运动一圈所需的时间等于波浪的周期。

根据波动理论，当取$\zeta = a\sin(kx - \sigma t)$式时水质点运动的水平速度和垂直速度可分

表7-2　深水波各要素的观测值和计算值的比较

海　　区	波速(米/秒) 观测值	计算值 根据 $\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$	计算值 根据 $\frac{gT}{2\pi}$	波长(米) 观测值	计算值 根据 $\frac{2\pi c^2}{g}$	计算值 根据 $\frac{gT^2}{2\pi}$	周期(秒) 观测值	计算值 根据 $\sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}$	计算值 根据 $\frac{2\pi c}{g}$
大西洋信风带	11.2	10.8	10.5	65	70	60	5.8	6.0	6.2
印度洋信风带	12.6	13.1	13.7	96	88	104	7.6	7.3	6.9
南大西洋西风带	14.0	15.5	17.1	133	109	163	9.5	8.6	7.8
印度洋西风带	15.0	15.2	13.7	114	125	104	7.6	8.0	8.3
中　国　近　海	11.4	11.9	12.4	79	72	86	6.9	6.6	6.3
西　太　平　洋	12.4	13.6	14.7	102	85	121	8.2	7.5	6.9

别取为

$$\begin{cases} u = acke^{-kZ}\sin(kx-\sigma t) \\ W = -acke^{-kZ}\cos(kx-\sigma t) \end{cases}$$

当$Z=0$(自由表面)时

$$\begin{cases} u = ack\sin(kx-\sigma t) \\ W = -ack\cos(kx-\sigma t) \end{cases}$$

当$kx-\sigma t=\frac{\pi}{2}$、$\frac{5\pi}{2}$等值时，发生最大的正水平流速，而$kx-\sigma t=\frac{3\pi}{2}$、$\frac{7\pi}{2}$等值时，则发生最大的负水平流速；另一方面$kx-\sigma t=\pi$、$3\pi$等值时，发生最大的正垂直流速，而$kx-\sigma t=0$、$2\pi$等值时，发生最大的负垂直流速，见图7-3。

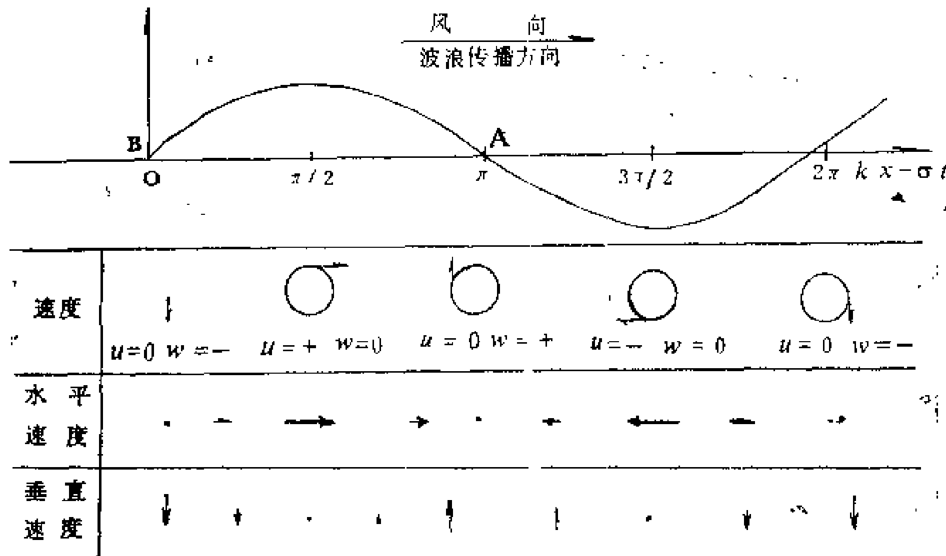


图7-3　水质点的水平流速和垂直流速的分布

现在可以从波面上水质点的速度分布来看波形的传播。在t时刻，位于波面上水质

点的速度均顺沿轨迹的切线方向，位于静止水面处的质点仅有垂直速度，且波峰前（A点）为辐合区，波峰后（B点）为辐散区。因而可以推知，在t时刻以后，A点水面由于水量的辐合将上升，B点水面由于水量的辐散将下降，也就是说，新的波峰将在A处出现，即波形向前传播了。

从波面上质点水平速度的分布，还可以看出，在高出静止水面的半个波内，质点水平速度与波向同向，而在低于静止水面的半个波内，则与波向反向，同时在波峰及波谷处水平速度的绝对值达到最大。因此，波面高度（ζ）和质点水平速度（u）之间的关系是：当$|\zeta|$达最大值时，$|u|$亦达最大值，当$\zeta=0$时，则$u=0$。

至此，我们应该得出如下结论：波形传播速度与水质点运动是两回事，但两者又是密切相关的。

4．波动随深度减弱的规律　海面上风浪很大，气势汹涌，是不是深层也是这样呢？不了解海洋的人，总容易发生这样的疑问，实际则不然，潜水员有这样的经验：即使海面风浪很大，但水下波浪要比海面小得多，潜水越深，海水波动就越小。可见波动是随深度而迅速减弱的，如图7-4所示。理论证明，水质点的轨迹半径（在表面等于a）或者说波浪的振幅随深度指数递减，其规律为

$$r=r_0e^{-kZ} \qquad (7\text{-}7)$$

其中　$r_0=a, k=\dfrac{2\pi}{\lambda}$

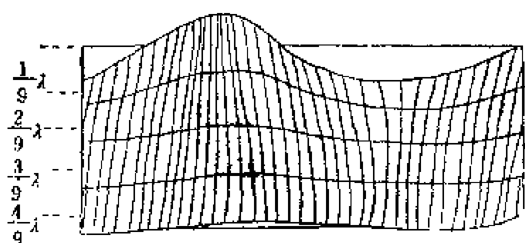


图7-4　波动随深度增加而减弱示意图

由于质点速度$u=r\sigma$，所以有

$$u=u_0e^{-kZ}\quad（其中\ u_0=\sigma a） \qquad (7\text{-}8)$$

因此，水质点的运动速度和振幅一样，也随深度指数地减小，见表7-3。

表7-3中指出，当深度按等差级数增加时，振幅按等比级数减小，在等于一个波长的深度处，质点的轨迹半径仅为表面的1/512。对于波高为10米，波长为200米的波浪，在相当于波长的深度处，振幅减到10×10^{-2}米左右。可见，波动现象主要集中于水面附近，并随深度迅速地减弱，故有表面波之称。

表7-3　波动振幅随深度变化之值

深度（λ）	0	1/9	2/9	3/9	4/9	5/9	6/9	7/9	8/9	1
$r/r_0(a/a_0)$	1	1/2	1/4	1/8	1/16	1/32	1/64	1/128	1/256	1/512

5．能量　在波动中，水质点以一定速度运动，具有动能；水质点相对于它的轨迹中心不断发生变化，从而具有势能。因此，当有波动出现时，整个流体具有能量。

分析波动中的能量，对探索海浪的规律是很重要的，因为海浪是一种十分复杂的现象，水面和水底的作用力迄今没有得到充分的了解，故单纯从作用力来分析海浪的变化是不够的。但海浪的波高和波长等与海浪的能量之间有一定的关系，故可以从能量的变化来研究海浪要素的变化，这是目前研究海浪的重要途径之一；另一种重要途径着眼于海浪的内部结构，目前主要采用能量分布来描述海浪内部结构。

波动能量公式的推导：设原先未扰动时，海水深度为h米，海水密度ρ取为恒量。于是沿波动方向取增量dx，见图7-5，并在波峰线上取单位宽度的铅直水柱，其势能为$g[\rho(h+\zeta)(h+\zeta)\frac{1}{2}]dx=\rho g\cdot\frac{1}{2}(h+\zeta)^2\,dx$。没有扰动时的势能等于

$$\rho gh\cdot\frac{h}{2}dx=\frac{1}{2}\rho gh^2dx$$

以此为标准作计算，用前式减去上式得

$$\frac{1}{2}\rho g(h+\zeta)^2dx-\frac{1}{2}\rho gh^2\,dx=\frac{1}{2}\rho g(h^2+2h\zeta+\zeta^2)\,dx-\frac{1}{2}\rho gh^2dx$$

$$=\frac{1}{2}\rho g\zeta^2dx+\rho gh\zeta dx$$

而整个波长的势能为

$$E_p=\int_0^\lambda\rho gh\zeta\,dx+\int_0^\lambda\frac{1}{2}\rho g\zeta^2dx=\rho gh\int_0^\lambda\zeta dx+\frac{1}{2}\rho g\int_0^\lambda\zeta^2dx$$

上式第一个积分为零，因此，整个波长的势能为：

$$E_p=\frac{1}{2}\rho g\int_0^\lambda\zeta^2dx$$

单位面积的平均势能等于$\frac{1}{2\lambda}\rho g\int\zeta^2dx$，对于简单波动来说，$\zeta=a\cos kx$，故此式可写成

$$E_p=\frac{1}{4}\rho ga^2 \tag{7-9}$$

关于动能，利用水质点运动的速度表达式也可求得为

$$E_k=\frac{1}{4}\rho ga^2 \tag{7-10}$$

单位面积的总能量

$$E=E_p+E_k=\frac{1}{2}\rho ga^2$$

因振幅a为波高H的一半，故

$$E=\frac{1}{2}\rho g\left(\frac{H}{2}\right)^2=\frac{1}{8}\rho gH^2 \tag{7-11}$$

由上式可知，单位水面内波动的能量正比于波高的平方，而与其它海浪要素无关。由于波高随深度显著减小，故波动的能量绝大部分集中在表层内。

单位水面一个波长内的总能量为

$$E_\lambda=\frac{1}{8}\rho gH^2\lambda \tag{7-12}$$

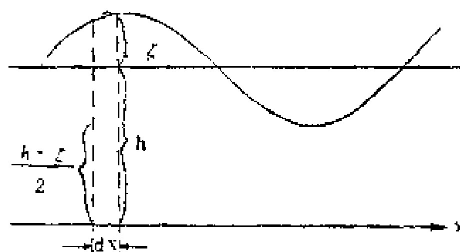


图7-5　波动势能示意图

以上讨论了波动中能量的大小，对在波动的过程中，能量是否可以由一部分流体转移到另一部分流体，特别是沿水平方向是否有能量的转移提出了问题。容易理解，这种转移是存在的，例如在实验室的波浪槽中，波浪是在造波机的一端产生的，但它可传至另一端，这另一端的波浪能量，显然是由造波机这一端传来的。如果用一木板将槽截

断，在板的远离造波机的一侧，槽中的能量立即减弱，以至最终完全消失。可见，在板插入之前，跨过此截面不断有能量流过，以维持波动的存在。理论上已经证明，在短波中，波动的能量以波速的一半速度向前传播，即

$$P=\frac{1}{2}Ec \tag{7-13}$$

其中P为单位时间内流过单位宽度的能量，c为波速，E为能量。

前面已经谈到，简单波动的动能和势能相等，由于每一水质点的动能在运动过程中相对于时间和水平位置不发生变化，所以动能不传播，随波传播的只是占全部能量一半的势能。这种能量传播结构，可由质点的运动得到解释，见图7-6。图中MN为一垂直于波动传播方向的铅直平面，波向右传播，波动中以A为圆心作圆周运动的质点在一周期中穿过MN两次，但因它的速度为常值，所以它没有把动能由左侧带到右侧，又因沿质点轨道上的压力也是不变的，它在m点向右侧流体作的功等于它在n点从右侧接受的功，故不会有净的能量通过压力的作用流过MN。但当质点由m运动到n时，高度变化了，它损失MN一段高度所相当的势能，而这一势能正与另一个位于同一水平面并以B为中心作圆周运动的质点由n穿过平面MN运动到m点时所增加的势能相等，这表示在波动中只有势能是传播的。

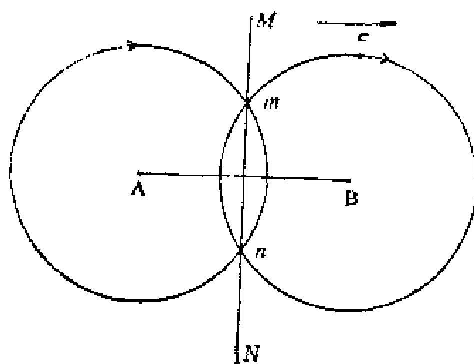


图7-6　用水质点运动解释势能传播

对于短波(深水波)，从上面讨论可知，单位时间内跨过单位宽度的能量为

$$P=\frac{1}{2}Ec=\frac{1}{2}\left(\frac{1}{8}\rho gH^2\right)\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}=\frac{1}{16}\rho gH^2\sqrt{\frac{g}{2\pi}}\sqrt{\lambda}$$

$$=\frac{1}{16}\rho gH^2\sqrt{\frac{g}{2\pi}\times\frac{gT^2}{2\pi}}=\frac{\rho g^2H^2}{32\pi}\cdot T=\frac{g}{32\pi}rH^2T$$

式中$r=\rho g$，代表单位体积的流体重量，若波高H以米表示，周期T以秒表示，并取$g=9.8$米/秒，$r=1000$千克/米^3，则

$$P=\frac{\rho g^2H^2}{32\pi}T=\frac{9.8\times1000}{32\pi}H^2T\ \text{千克·米/秒·米}$$

$$=\frac{9.8\times1000}{32\pi\times102}H^2T\ \text{千瓦/米}\doteq H^2T\ \text{千瓦/米}$$

如$H=1$米，$T=5$秒，每一米宽的海面可提供的功率为5千瓦；若$H=3$米，$T=7$秒，则可提供63千瓦。在后一情形中，跨过约10千米宽的海面所流过的能量，相当于一个新安江水电站。目前，大规模利用海浪的能量还存在许多困难，仅能利用它来为自动观测浮标站和航标照明提供动力。

（二）小振幅驻波

进行波在其传播过程中，当具备一定条件时，能互相干涉，形成驻波。如进行波传至海岸附近，当海底深度变化不大，且不考虑摩擦效应时，将发生全反射，并形成驻波。因此，驻波在海洋中是实际存在的，它对某些海洋现象有很大影响。

设振幅、波长和周期均相同的两反向进行波，其波面方程为

$$\zeta_1 = a\cos(kx - \sigma t)$$
$$\zeta_2 = a\cos(kx + \sigma t)$$

当其干涉后形成的驻波，其波面方程为

$$\zeta = \zeta_1 + \zeta_2 = 2a\cos\sigma t\cos kx \qquad (7\text{-}14)$$

上式又可改写为

$$\zeta = A\cos kx$$

其中$A = 2a\cos\sigma t$ 为合成波的振幅(指一个波的振幅)。它与进行波不同，振幅随时间而变，当$t=0$和$T/2$时，$A=2a$；而当$t=T/4$和$3T/4$时，振幅为0，此时波面与静止水面重合。因此，式(7-14)所表示的波动，虽然也是x和t的周期函数，但不具有传播的性质，因而称为驻波。

从式(7-14)可看出，在$x=(2n+1)\dfrac{\lambda}{4}$ $(n=0,1,2,3\cdots)$处，$\zeta=0$，无论振幅如何变化，这些点的水面没有起伏，称节点；而在$x=\dfrac{n\lambda}{2}$ $(n=0,1,2,3\cdots)$处，波面的高度当$t=0$或$T/2$时，其绝对值可等于$2a$，这些点称腹点。由于式(7-14)中$\cos kx$在节点两旁反位相，在节点之间同位相，因此，驻波的运动将是：如果在节点的一侧波面在上升，则另一侧波面下降，而在两节点之间的波面，由于位相相同，将同时上升或下降。所以驻波运动的特征是：在节点两旁波面作方向相反的周期性升降，但波形並不传播。

从图7-7中可以更加直观地看到驻波的形成过程。第一种情况是由两进行波在中点M相遇，第二种情况是两列波有1/12波长相迭加，迭加后形成的新的波面用粗线表示。在以后相继的各过程中，每个进行波都传播$\lambda/12$。至第七种情况，每个波已传播了半个波长，此时两进行波相互抵消，因为一个波的波峰与另一个波的波谷正好重合。在这一瞬间，所有质点都位在垂直方向的平衡位置上。此后铅直位移再次出现迭加的新波面，中间部分向下凹陷，两边向上凸起。我们可以看到，在这种过程中有的地方始终没有铅直位移，在这些地方，两个不同方向的进行波总是互相抵消，这就是上面所说的波节，图中N_1和N_2等位置。而在A_1和A_2等处，铅直位移可以达到最大，两倍于进行波的振幅，这些就是波腹。

驻波中水质点的运动，也不同于进行波，在腹点处的质点只作垂直方向的运动。而在节点处，质点仅有水平方向的运动，因为波面上质点必须永远保持在波面上，在波面的其余点上，既有水平速度，又有垂直速度。驻波中波面高度和水平速度之间的关系(讨论两节点的半个波)为：波面在最高位置时(ζ达最大值)，水平流速为零，要使波面下降，液体必须外流，因此，在腹点两旁的液体，分别向外流动，波面开始下降。当波面与静止水面重合时($\zeta=0$时)，水平流速最大，相应的水面下降也最快，当波面一旦低于静止水面，水质点外流的速度就开始减低，波面的下降速度也趋向缓和，但仍在下降，这一过程将继续到波面达到最低位置时停止，此时流速为零。之后，为使波面上升，水质点必须从高出静止水面的部分流向低于静止水面的这半个波，于是相反的过程重复出现，如图7-8所示。

驻波中ζ和u的关系可归结如下：当波面处于最高和最低位置时，质点速度为零，当$\zeta=0$时，流速的绝对值最大，波面的升降也最快，这是驻波运动所独有的特性。

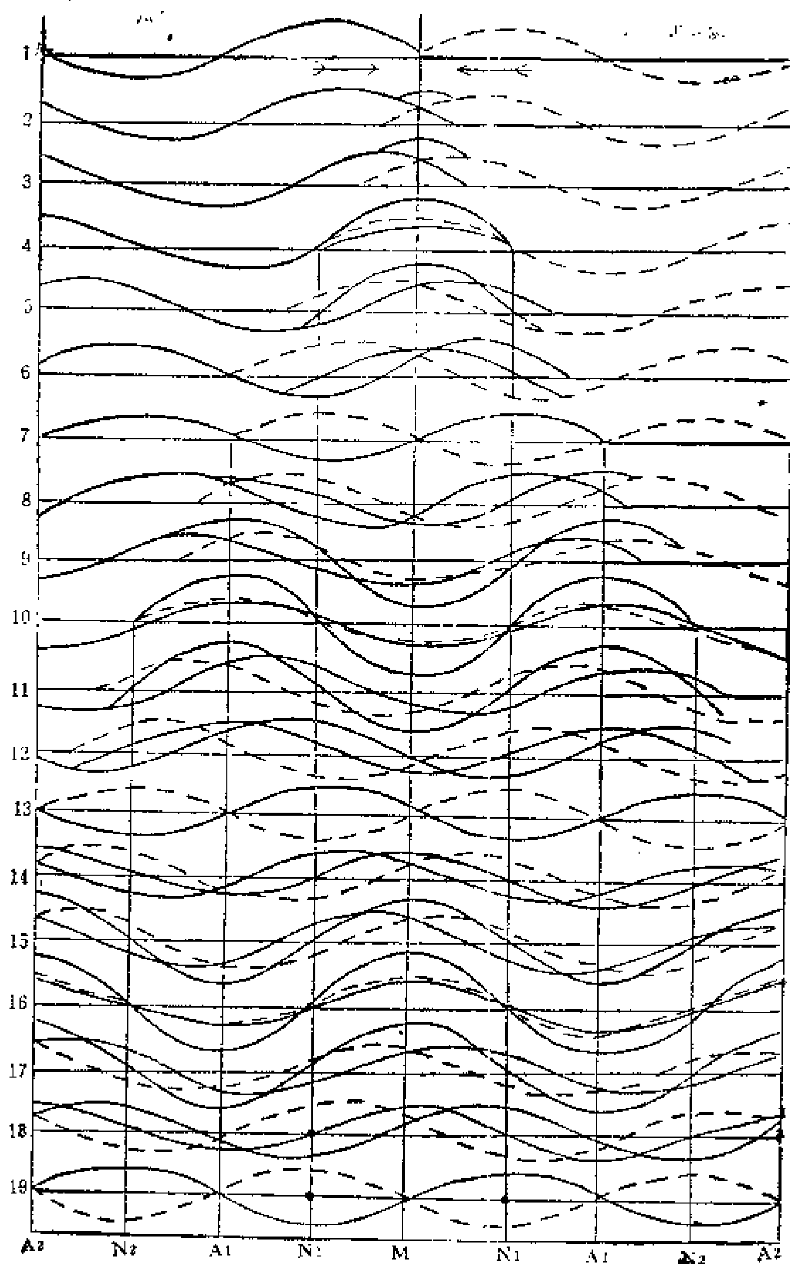


图7-7　两列进行波迭加形成的驻波

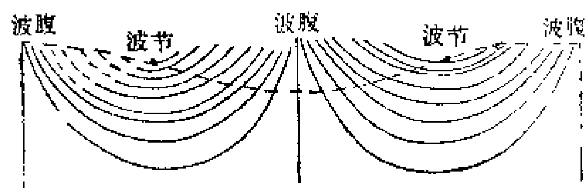


图7-8　驻波

二、长波（浅水波）与短波（深水波）之比较

除了上面讨论的短波之外，在海洋里还存在着一种波长很长的波浪，这种波浪不易察觉，需要用仪器进行观测。例如潮波等，其波长有的可达数千千米，但波高相对于波长来说极其微小。

在讨论长波部分时，我们采用对比的方法，只涉及不同于短波的那些性质，以更为简洁。

对于长波，λ/h甚大，式(7-3)中的$\text{th}\frac{2\pi h}{\lambda}\doteq\frac{2\pi h}{\lambda}$。长波的波速由下式决定

$$c = \sqrt{gh} \tag{7-15}$$

式中h为水深。上式指出长波波速只取决于水深，而与波长无关。这一结论符合实际情况，如大洋平均深度为3800米，按式(7-15)计算，得到长波波速为690千米/时，即便在浅海，深度以200米计算，波速尚能达到160千米/时，可见长波的传播速度十分惊人。

长波中的水质点运动与短波也有所不同，其运动轨迹为一扁椭圆，长轴随深度变化不大，见图7-9。也就是水平速度随深度几乎不变，只在海底附近，由于底摩擦的影响而迅速减小，在海底质点运动为零。但短轴随深度的加大，则线性地递减。因此，当达到一定深度后，水质点的运动轨迹实际上已接近于一直线，质点基本上只作前后的往复运动，而不具有垂直速度。

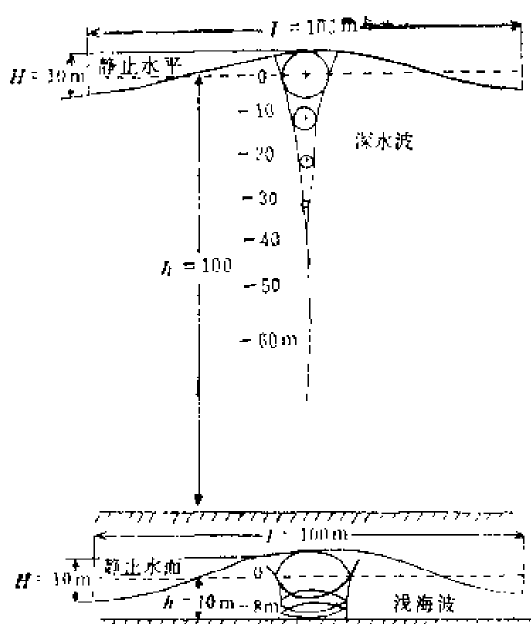


图7-9　深水波和浅水波

对短波来说，地转效应对水质点运动的影响可以忽略不计，但长波则不然。关于这一点，我们只要将水质点运动的加速度和柯氏加速度比较一下就清楚了。如果后者远小于前者，则可忽略，如果两者量值接近相等，则必须考虑地转效应。波动中水质点柯氏加速度值为$2\omega\sin\phi v$，质点加速度近似地为$\frac{dv}{dt} = \sigma v$，其中v为质点速度，两者之比为

$$\frac{2\omega\sin\phi \cdot v}{\frac{dv}{dt}} = \frac{2\omega\sin\phi \cdot v}{\frac{2\pi v}{T}} = \frac{T\sin\phi}{\frac{\pi}{\omega}} = \frac{T\sin\phi}{12} = \frac{T}{\frac{12}{\sin\phi}} \tag{7-16}$$

上式中$\frac{12}{\sin\phi}$称半摆日，如果波浪周期接近于半摆日，表示柯氏加速度与质点加速度同量级，因而地转效应必须考虑，如潮波。但就短波来说，其周期远较半摆日为小，故柯氏加速度可略去不计。

最后，还须指出，不论是长波还是短波，它们的周期、波长和波速均不随深度而改变。现将深水波和浅水波的某些特征总结如下，见表7-4。

表7-4　短波与长波性质的比较

特　　征	短　　波	长　　波
波的类型	进行波、驻波、强迫波或自由波	进行波、驻波、强迫波或自由波
传播速度	取决于波长$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$，与深度无关	取决于深度$c = \sqrt{gh}$，与波长无关

续 表

特 征	短 波	长 波
水质点在一垂直平面上的运动	轨道呈圆形，半径随深度增加剧速减小，深度等于波长之处，波浪的运动已不能察知	轨道呈椭圆形，但极扁，实际上水质点只在一平面上作来回的振动，水平运动与深度无关
水质点的垂直位移	随深度增加剧速减小，深度等于波长处，则已不能察知	由海面至海底线性地递减
压力的分布	在水质点运动不能察知的深度处，压力不受波浪的影响	波浪对于压力分布的影响在所有深度上都一样
地球自转的效应	可以略去不计	当波浪周期接近于地球自转周期时，便不能略去不计，波浪传播速度和水质点运动速度因地转而有所改变

上面讨论了小振幅波的某些性质，並得出了一些有意义的理论结果，但这些结果，还只能是海洋中实际波动现象的近似描述，如海浪的形状一般说並非简谐曲线，振幅相对于波长也並非为无限小等，为了获得更接近于实际情况的理论结果，许多学者努力在理论上加以发展，于是出现了摆线波和斯托克斯波等有限振幅波动的理论，它们在某些问题上确实较小振幅波动理论更为完善，如波形更接近于实际情况等。但由于研究这些波动时，需要较深的数学力学知识，因而在此不准备再作介绍。

第三节 风浪和涌浪

以上介绍了一些波动的概念，并列述了一些表面波动的结果，诚然，这些概念和结果有助于我们对波动基本性质的了解，为进一步分析海洋上的波浪准备了必要的知识。但它却不能直接用来满意地解释复杂的实际海浪现象，这是因为得出以上概念和结果的波动理论是把流体视为理想的，而且未考虑到外力的作用，显然这与实际情况并不相符。因此，要认识海洋中实际发生的波浪现象，仅仅停留在对波动基本性质的了解上是不够的，从本节起，将具体地讨论海洋中的风浪、涌浪、近岸浪(以上三者统称海浪)、内波和海啸等波动现象，至于潮波(属长波的一种)将在第八章中详细讨论。

一、风浪的成长与衰减

“无风不起浪”，这是我国民间流传着的一句俗话，它一语道破了风浪生成的外部原因，通常称在风的直接作用下，海面产生的波动为风浪。风如何将能量传递给海水，风浪如何形成、成长和衰减是一个复杂的过程，其机制到目前为止了解得还很不够。下面简单地介绍一下风浪成长的一些说法，並以能量平衡的观点讨论风浪的成长与衰减。

关于风浪如何为风所形成，有着各种不同的解释。一种认为由于风的压力，即风的方向未必和水面平行，压力也不一致，水面局部压而产生受波动。风浪一经形成，风力便可直接发生作用，使其继续增长。按这种说法，风浪将是三维运动。另一种根据流体

力学的观点，认为两种相互接触而密度不同流体间发生的相对运动，原接触界面成为不稳定平衡面，必须形成一定的波状界面，才能维持平衡。当水面稍有凹凸时，上层气流的流线在凸处比较紧密，而在凹处比较稀疏，见图7-10，紧密处风速增加，压力减小，造成凸出处有上升的趋势，凹处适得其反。因而，加大了界面的不平，而表面张力和重力又有使界面恢复原状的趋势，就这样形成了风浪运动。随着风浪的运动，风的能量也逐渐传给水体，运动方向和气流方向一致，风浪将是二维运动。

风很弱时，海面保持平静，但当风达到一定速度时，有些学者认为达到0.25—1米/秒时，就可以产生毛细波，并且波及海面上各处。小毛细波的发生可以这样来解释，即风的能量借摩擦而传给表面水层，并使其运动，引起了涟漪，起主要作用的不是重力，而是表面张力。毛细波与重力波不同之点在于，毛细波越小，传播的速度越大。毛细波存在于海面的很薄一层上。作用涟漪的风，促使其波长和波高增大，当涟漪的波长约为17×10^{-3}米、速度为0.23米/秒时，毛细波便转而成为重力波。开始形成重力波的临界风速约为0.7—1.3米/秒。由于风力不均匀和风向不一致，一部分波峰被风吹破，形成若干孤立波峰，波动传播方向也不一致，成为三维的波动。但若方向持久不变，二维波动又将逐渐加强，孤立波峰的作用逐渐减弱，终于成为波动方向几乎和风向一致的二维波浪。

风对波浪连续作用和施加压力时，促使波长和波高增大。风能量借助气流与海面的摩擦作用，可直接施加压力于波峰的迎风坡上，并传给波浪。风对海面的作用力分为两个分力：(1)风与水面间的切应力，其大小与风速成正比；(2)作用在波浪迎风面上的法向正压力所形成的波浪迎风面与背风面的压力差，其大小同风速与波速差的平方成正比，见图7-11。

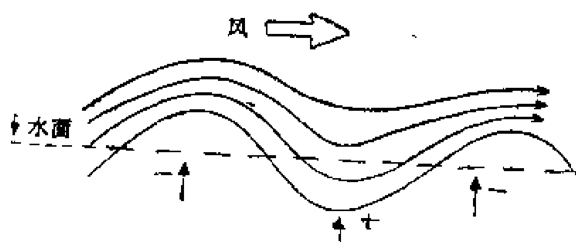


图7-10　不稳定海气界面



图7-11　风对海面的作用力

当风速大于波速时，波浪始终受正压力和切应力两个分力作用，风将能量不断输入水体，使风浪不断发展，即波高和波长不断增大。尤其在风速为波速的3至4倍时，波浪吸收能量最强，波高和波长增长最快，逐渐形成较大风浪，随着风浪尺度的增大，波速也相应增大，致使水体内由于摩擦而消耗的能量也不断加大。在上述情况下，波峰将使空气向上偏转，使得波峰区上方气压降低。在此区内，水质点向上运动，低压加强了此种运动。在接近次一个波峰处，空气系向下运动，在水面的气压增大，而该处的水质点也是向下运动，故高气压加强了波峰前水面的向下运动。海面的气压差产生了移动和风向相反的空气小旋涡，这样，再度加强水质点的运动。由此可见，风顺波行方向吹，必然加强波动；反之，相反方向运动的波，必然减弱，见图7-12。当波速接近风速时，风仅在切应力的作用下，将能量传给风浪。只要能量的输入等于能量的消耗，则波浪就不再发展而趋于稳定，此即为在该风速条件下所能形成的最大风浪。风停止后，能量不再输入，但可消耗于向四周传播、内部运动、空气阻力和海底摩擦等方面，直至风浪最后消失。

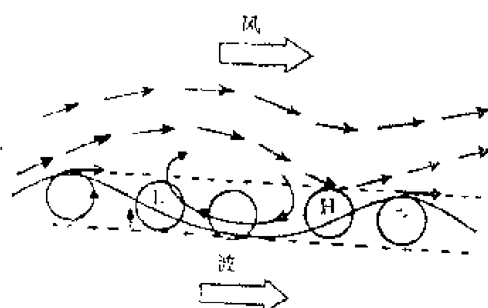


图7-12　波浪为风所加强
低压L　高压H

顺便指出，在波峰上，水质点是顺着风的方向运动的；而在波谷上，水质点移动的方向却与风向相反。水质点沿轨道运动的速度，一般是小于风速的。因此，风便减缓了波谷处的水质点运动，並加快了波峰处的水质点运动。正因为如此，当风力较强时，波峰便翻倒破碎，並形成了所谓"白浪"。

从风浪发展的过程来看，波浪发展的初期，波高的增大较波长的增加为快，从而波陡不断增大；继之，波高又较波长增大为慢，也就使波陡逐渐减小；随后，在一定风速下，波高和波长的增长趋于一定值，风浪的发展处于稳定。

总之，风浪的生成、发展和衰減，取决于能量的摄取和消耗之间的数量关系。当能量的收入大于支出时，风浪将成长和发展；反之，风浪将趋于衰減和消失。

在分析风浪生成、发展和传播过程所经历的水域中可知，从深水的风区(风区指各点的风速和风向基本相同的水域)到风区外的浅水岸边，风浪有三个阶段：(1)风区中风浪的发生和发展；(2)风区外深水波浪以涌浪形态传播，此时，一般发生风浪的衰減。当涌浪与风浪相遇或传入另一风区时，则产生混合浪；(3)风浪进入岸边浅水区后的波浪变形。在很多情况下，往往不能明显地分出衰減阶段。

二、深水风浪的成长与风时、风区的关系

(一) 影响风浪、生成发展和衰减的因素

主要有风速、风时和风区长度(风距)，简称风要素或风况。

(1) 风速(W)，由于风对水面作用的切应力正比于W，正压力又正比于风速W与波速c之差的平方。所以，一般风速越大，产生的风浪也越大。

(2) 风时(t)，同一方向的风连续作用的时间，称为风时。一般地说，风对水面作用的持续时间越长，水体获得的能量越大，风浪也就越大。在风作用的过程中，风速和风向是不断变化的，根据某一确定的风向，明确地划分风时也是不容易的。风向的变动，可以形成不同方向的风浪，但这些风浪中绝大多数(约80—90%)，集中在与平均风向成30°角度的范围内。当考虑某个方向的风浪发生和发展时，通常近似地把这个方向在30°左右范围内变化的风，都包括在内，且其对该方向的风浪发展，基本上产生相同的影响。例如，东南向风浪的生成和发展，可近似地把南南东到东南东方向内的风的作用都考虑在内，然后，依此再确定风时。

(3) 风距(L)，为了叙述风距的概念，先说明图7-13。在图所示的气压分布情况下，对岸边A点而言，只有BC段所包括的区域内的风引起的波浪是传向A点的，称为A点的有效风区，简称风区。它在天气图上可用一接近于矩形的框来表示。沿风吹的方向，自风区上沿至下沿的距离，称为风区长度L，又称为风距。换言之，在一定风况作用下，对风浪发展有实际作用的风区内的水域长度，称为风距。ABC段所包括的水域，A为向点的风浪的传播范围，称为A点的风区。如预报点A′位于风区内，则由风区上沿

至此点的距离，称为A′点的风距。为了确定风距，必须先在地面天气图上划出风区范围。海洋中海岸线可构成明显的风区边界，而在广阔的大洋上要划分某一明显的风区是比较困难的，但并不是说无法确定边界。一般在等压线方向及疏密程度突然改变处，可取为风区边界。如前所述，风区是这样的水域，其中各点的风速和风向基本相同，因而，确定风区边界一般作如下的规定：在风区内，等压线方向改变不大于30°，由等压线疏密不同而导致的风速差不超过2--4米/秒。

风区划定后，就可量取风距。在天气图上量取风距应以纬度为单位，然后，换算成千米。在赤道处每隔一个经度的距离(经距)为111.2千米。任意纬度处的纬距约与上述赤道处的经距相等，如预报海区在风区外，则风距为风区上、下沿之间的距离；如预报点在风区内，则自预报点沿逆风方向量至风区上沿的距离为其风距。显然，当预报区域位于小海湾内时，风区的范围往往包括整个水域，则其风距为沿风向量取的对岸距离，见图7-14。

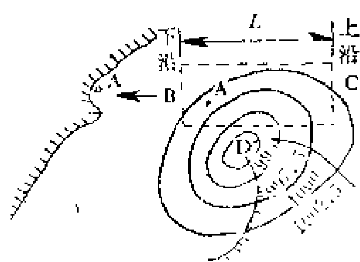


图7-13 由天气图决定风区长度示意图

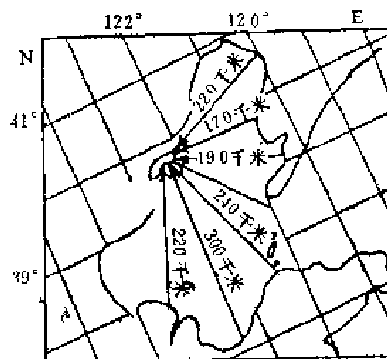


图7-14 风区长度量取示意图

上述关于风距的概念是指这样的一种天气情况，即引起风浪的某一场风，从发生到消失的时间内，整个风区在空间中的位置基本不变，也就是所谓固定风区。

（二）风浪的定常状态和过渡状态的概念

风浪的成长取决于上述因素，但在多数情况下，其中风距和风时不是同时起着限制作用，如风吹到大洋上，海面各点的波浪要素相同，但随着时间的增长而增大，这种风浪状态称为过渡状态。此时，风浪的成长取决于风时的长短。反之，定常的风长时间地吹在有限的水域上(如内海的一部分或海湾)，海面各点的波浪要素趋于定常，但各点的值却不等，其值取决于各点的风距，风距越大，波浪也越大，这种风浪状态称为定常状态。

下面从风浪的成长过程看风时和风距对风浪的影响。在图7-15中，设恒定的风沿x轴的方向吹送，座标轴原点与风区的上沿相重合，纵轴代表波浪要素，如平均波高或平均周期。曲线簇代表波浪要素随风距和风时成长的情况。在一定风速下，在某一风距L的点，此点左侧风浪处于定常状态，右侧处于过渡状态，当风时增加时，则此点向右推移，定常状态的范围逐渐扩大。

（三）最小风时和最小风距的概念

如何判断风区内某一点的风浪状态，取决于风距还是风时。显然，若风作用很久(t大)，且风距很短，则风浪多趋于定常，其成长决定于此点的风距；相反，若此点距风区上沿很远，即风距很大，而风作用时间不长，则风浪处于过渡状态，风浪随着时间而成长。为了得到一个判断标准，这里引进最小风时t_{min}和最小风距L_{min}的概念。

图7-15中，曲线OP_1Q_1、OP_2Q_2、OPQ代表一定风速下于时刻t_1、t_2、t($t_1<t_2<t$)时，波浪要素相对位置的分布。对于与风区上沿相距L的点，在时刻t_1、t_2时，风浪显然为过渡状态；而在时间t风浪成长到最大尺度，此后不再增加，这个t就是对应于某一L点的最小风时t_{min}。所谓最小风时，指的是在一定的风速下，在给定的风区长度L处出现最大风浪(即达到定常)时所需的时间。对于风区内一个确定地点来说，若实际的风时大于最小风时，则在风距的限制下，风浪处于定常状态。在风浪推算时，所计算的风时取最小风时，若实际风时小于最小风时，则风浪处于过渡状态。在风浪推算时，取计算风时等于实际风时，前一种情况的风浪大小，取决于风区长度，后一种情况的风浪大小，取决于风时。

所谓最小风距，是指一定风速下，在给定的风时内产生最大风浪时所需的风距。当实际风距小于最小风距时，风浪受制于风距。风浪推算时，计算风距取实际风距，风浪处于定常状态；反之，若实际风距大于最小风距，则风浪受制于风时而处于过渡状态。风浪推算时，计算风距取最小风距，图7-15中，对于某一给定时刻t_1或t_2，风浪成长至最大尺寸所需的最小风距分别为L_1和L_2，即L_{min}就是L_1和L_2。

显然，最小风时和最小风距取决于风速的大小，风速W越大，其相应的最小风时t_{min}或最小风距L_{min}也越大；反之亦然。

（四）风浪充分成长的概念

综上所述，风区足够大时，在给定时刻风区内可能有两种状态的风浪同时出现，如图7-16中，$L<L_{min}$的位置，风浪处于定常状态；在$L>L_{min}$的位置，风浪处于过渡状态。显然，随着时间的推移，定常状态的范围将逐渐扩大。

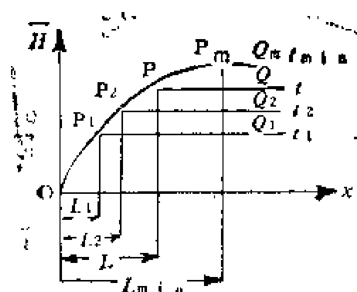


图7-15　不同风速下风浪状态示意图

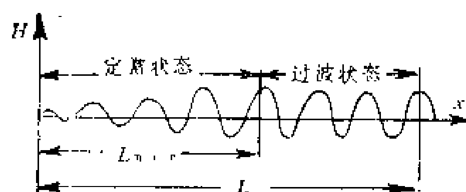


图7-16　相应于某一给定时刻t时的风浪状态

在一定的风速下，当风距和风时无限大时，则风浪的成长是有一定限制的。因为风传递给风浪的能量，除用于增大波高外，应有相当一部分能量消耗于涡动引起的摩擦上。风传递给风浪的能量与波高的平方成正比，而消耗于涡动作用的能量却与波高的三次方或四次方成正比。所以，在一定风速的作用下，当波高增大到一定尺度时，风浪能量的收支平衡，使其不可能继续成长，而达到了极限状态。风浪达到这种状态需要足够大的风时和风距，见图7-15中的L_{min}和t_{min}。应该注意，实际的风距和风时必须同时分别等于或大于L_{min}和t_{min}，否则，风浪不能充分成长。

表7-5为充分成长风浪的风速、风时与风距关系表，其中，t_{min}和L_{min}分别表示产生这种风浪状态的最小风时与最小风距。例如，表中风速为10.3米/秒，风距为138.9千米，则达到风浪的充分成长状态，风时应该10小时才行。风浪的定常状态和过

表7 5　充分成长风浪的风速、风时与风距关系

W(×0.51米/秒)	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32
L_{min}(×1.852千米)	10	18	28	40	55	75	100	130	186	230	280	340
t_{min}(时)	2.4	3.8	5.2	6.6	8.3	10	12	14	17	20	23	27
W(×0.51米/秒)	34	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	56
L_{min}(×1.852千米)	420	500	600	710	830	960	1100	1250	1420	1610	1800	2100
t_{min}(时)	30	34	38	42	47	52	57	63	49	75	81	88

渡状态都是指还未达到充分成长状态的风浪而说的。海上实际观测，证实了海浪的高度一般在20米以下。我国的最大浪多出现在台湾海峡和南海，在台湾海峡曾测到过19米的海浪，而在南海的大万山，1983年测到约15米高的海浪

三、浅水风浪的成长与风时和风距的关系

上面叙述了深水中风浪的成长，而浅水中风浪的成长与此有所不同。这里所指的浅水，不是深度有显著变化或海岸附近深度迅速变小的水域，而是在风距内水深无显著变化，平均深度较小的水域。

当水深大于风浪平均波长之半时，水底对波浪的影响可以忽略。当深度小于半个波长时，在风速很小或风浪处于初始成长的情况下，风浪的尺寸较小，其成长与深水中差不多。但在风速、风时或风距较大的情况下，风浪成长至足够大的尺寸后，水底摩擦将引起能量消耗，从而影响风浪的成长。可以预料，在相同的风要素情况下，浅水中风浪的尺度要比深水中的为小。图7-17中，纵轴代表风浪的平均要素($\bar{H}$)，横轴代表风时(t)或风距(L)，h_1、h_2 …h_∞代表不同深度($h_1<h_2<\cdots$，h_∞代表无限深的情况)。图中曲线表明，在风浪成长的初始阶段，深水与浅水中风浪尺度无显著的差异。但是，随着风浪不断地增长，这种差异逐渐变大，且深度愈小，差异愈大。图中还表明，水深较小处，风浪较快地趋于充分成长，这是由于水底摩擦限制了风浪的成长。

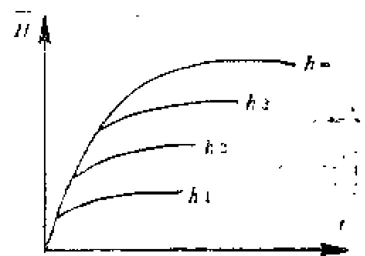


图7-17　某一风速下不同深度时的风浪成长过程

四、涌的传播

涌浪的出现，表示风浪已进入消衰阶段。涌浪的波形接近摆线，其传播速度相当准确地由下式计算

$$c=\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \tag{7-17}$$

风浪离开风区向外传播时，不再得到能量，并且常经过风力平静或风向不同区域，受到海水粘滞摩擦、散射和空气阻力的作用，能量消耗很大，从而涌浪的波高远较原来风浪的波高为小。涌浪向外传播，水域逐渐扩大，涌浪高度的分布变化差别很大。图7-18中，AB为风区下沿，自风区下沿中点O至预报点P点的连线与风向的交角为θ。

沿$\theta=0°$的方向，涌浪最强，随着θ角的增大，涌高逐渐变小。当$\theta=\pm 90°$时，浪涌就消失了。由于风区内出现的不同方向的浪，传出风区时，朝不同的方向扩散开来，这种现象称为角散。涌浪和风浪一样，都是由许多不同波长和波速的简谐波所组成。这些简谐波在传播过程中，波速大的波传得快，波速小的波传得慢，这种把原来聚集在一起的波分散开来的现象，叫做波散。正是在内外摩擦、角散和波散等因素作用下，使得涌浪的波高减低。

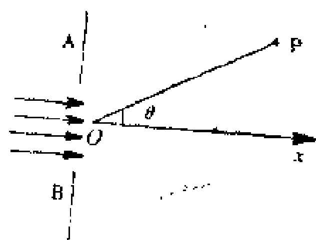


图7-18　涌的角度

涌浪的波高是衰减的，而其周期和波长却在增加，这是由于波长长的波速大，短的波速小，前者愈来愈在前面，后者愈来愈落后。同时，波长短的衰减得快，所以，最后剩下一些周期和波长都大的涌浪。这些周期和波长大的涌浪传播速度很快，比大风的速度还要快，可以用来预测大风的到来。

五、风与海况

前已述及，风浪的大小主要取决于风速、风距和风时。根据天气图可以得到某一海区的风距和风时，从而进行风浪要素的预报。但有时粗略地了解海面的风浪状况（海况），只要根据风的预报资料，对照表7-6，就可立即估计海况的级别。这种方法在实际应用上較为簡便。

表7-6　海况等级

风力（蒲氏级）	风速（米/秒）	海上情况	海上渔船的特征	海况等级	海面征状
0	0.3以下	小旗不动	静	0	海面如镜，或仅有涌浪存在
1	0.3—1.5		小船微晃摇动	1	波纹，或涌浪与波纹同时存在
2	1.6—3.3	小旗微动	渔船张帆，每小时可随风移动2—3千米	1—2	
3	3.4—5.4	小旗半展	渔船张帆，每小时可随风移动5—6千米	2	波浪很小，波峰开始破碎，但浪花不显白色而是玻璃色
4	5.5—7.9	梳顶旗招展	渔船满帆时，可使船身倾于一边	3	波浪不大，但很触目，波峰破裂，其中有些地方形成白浪
5	8.0—10.7	大旗招展	渔船缩帆	4	波浪具有显著形状，峰顶急剧翻倒，到处形成白浪花
6	10.8—13.8	缆索鸣响	渔船加倍缩帆，捕鱼时需注意安全	5	波峰上浪花层占有很大的面积，风开始从波峰上削去浪花
7	13.9—17.1		渔船避风或抛锚	6	波峰呈现风暴波的长浪形状，被削去的浪花沿波浪斜面伸长
8	17.2—20.7	在甲板上很难迎风走动	近港渔船皆不外出	7	浪花布满了波浪斜面，有些地方到达波谷，波峰上布满了浪花层

续 表

风力(蒲氏级)	风速(米/秒)	海上情况	海上渔船的特征	海况等级	海面征状
9	20.8—24.4		汽船航行困难	8	稠密的浪花布满了波浪斜面，海面因而变成白色，只有波谷内有些地方没有浪花
10	24.5—28.4		汽船航行颇危险		
11	28.5—32.6		汽船遇之极危险	9	整个海面布满了稠密的浪花层，空气中充满了水滴和飞沫，能见度显著降低
12	32.6以上		海浪滔天		

第四节　浅海和近岸的海浪

当波浪进入水深小于波长之半的浅水地带后，波浪要素将发生变化，而且逐渐显示出长波的某些特性，因而在许多问题的讨论中可作为长波处理。下面介绍波浪传入浅水或近岸后，波浪要素的变化。

一、水质点的运动轨迹变化

在波动基本性质一节中，已经谈到小振幅深水进行波质点的运动轨迹为一圆周，它的半径及其速度均随深度剧烈减小，只要海水的深度大于波长之半，那么小振幅进行波的这种性质将近似保持不变。

但在浅水中，由于海底上不可能存在垂直运动，因而，波动的性质便将有所改变。在海底上，水质点的运动只能前进或后退，因此，如果水深远较波长为小，则在所有深度上，运动轨迹将保持几乎水平的状态。实际上，由于受到水深变浅的影响，每一质点的运动轨迹将变为一扁椭圆，愈接近海底，椭圆轨迹变得愈扁，在海底上，终将成为一条直线，见图7-19(a)、(b)。

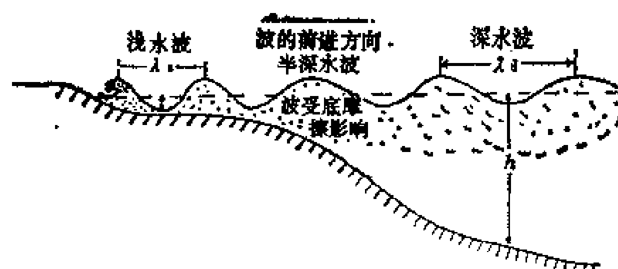


图7-19(a)　深水波、半深水波和浅水波

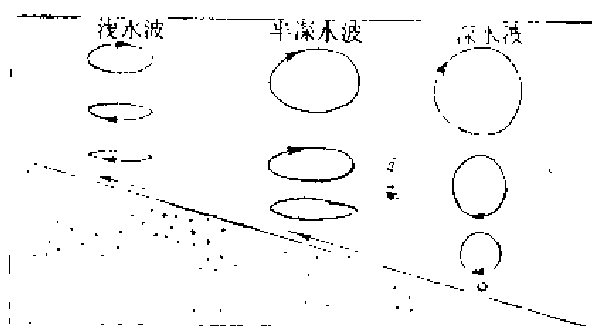


图7-19(b)　深水波、浅水波和半深水波的质点运动轨迹

进入浅水地带的波浪，其波速不再与波长有关，而是深度的函数，即

$$c=\sqrt{gh}$$

二、波向发生转折——海浪的折射

当海浪传至浅水或近岸区域后，由于地形的影响，将发生一系列的变化，由于深度变浅，不仅波长变短，而且波速也要变慢，从而使波向发生转折，出现折射现象。由于能量的集中，波高将增大，最后发生破碎，通过绕射，海浪可深入到隐蔽的水域，在直壁或陡壁面前，海浪又能产生反射。这些现象，对筑港、航运和海岸保护等均有很大的意义。

设图7-20中EF为等深线，在等深线的外海一侧深度为h_1，波速$c_1=\sqrt{gh_1}$；靠海岸一侧深度为h_2，波速$c_2=\sqrt{gh_2}$，由于$h_1>h_2$，所以$c_1>c_2$。

在深度为h_1处的波锋AB与EF交角为θ_1，在h_2处的交角为θ_2，由图7-20可知

$$\sin\theta_1=\frac{c_1 dt}{A'B}$$

$$\sin\theta_2=\frac{c_2 dt}{A'B}$$

则
$$\frac{\sin\theta_2}{\sin\theta_1}=\frac{c_2}{c_1}$$

即
$$\sin\theta_2=\frac{c_2}{c_1}\sin\theta_1$$

如$c_1=c_2$，则$\theta_1=\theta_2$，波向不发生变化。现$c_1>c_2$，所以$\theta_1>\theta_2$，波向发生折射。由此可见，所谓海浪的折射就是指当海浪传入浅水或近岸区域时，其波峰线与底部地形的等深线成一偏角$\theta\neq0$时，因水深不断变浅，使波速减慢，从而波向线将逐渐偏转，转到接近于与等深线垂直，最后垂直于岸线(也就是波峰线平行于岸线)的现象叫海浪折射。

对于海岸线曲折的地段，由于折射结果，使得在突出的海岸（岬）成为波能的辐聚带，这里波浪特别大。在图7-21中 a 处为辐聚，c 处为辐散。

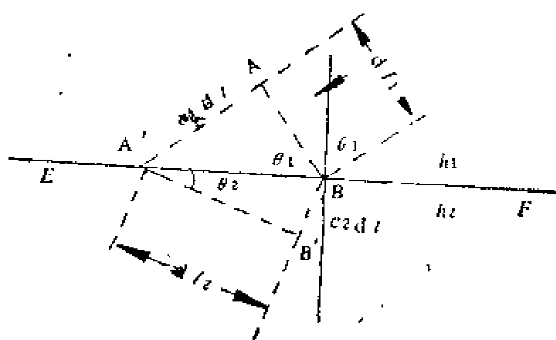


图7-20　海浪的折射

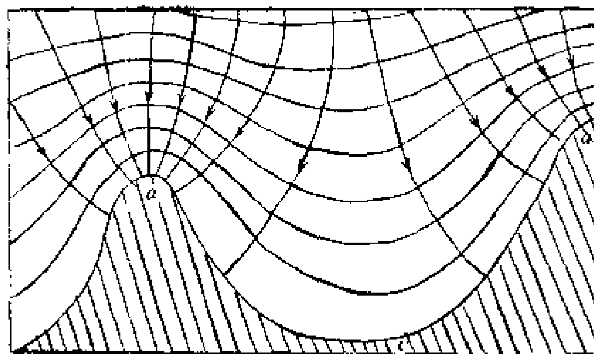


图7-21　海浪的辐聚和辐散

三、波高的变化

当波浪传至浅水处，深度变浅，波浪能量(不考虑摩擦引起的能量消耗)将集中在愈来愈薄的水层内，于是海面波浪的高度就增大，如果深度变浅，而且宽度也很窄，则能量的集中就更为剧烈，从而波高增大的效应也就更加显著。

为便于讨论，假定波浪周期不随深度而变(观测表明，周期在波浪要素中的保守性最好，因此，这个假定与实际情况相差不大)；其次，一个波的能量保持恒定，也就是

不考虑摩擦等引起的能量消耗。

设λ_0、c_0、H_0、b_0以及λ、c、H、b分别代表海深为h_0和h处波浪的波长、波速、波高和波峰宽度，其中$h_0>h$，根据周期守恒的假定，可得

$$\frac{\lambda_0}{T}\Big/\frac{\lambda}{T}=\frac{c_0}{c}=\sqrt{\frac{h_0}{h}} \tag{7-18}$$

若波峰宽度保持不变，依据能量守恒的条件，便有

$$H^2\lambda=H_0^2\lambda_0,\quad \frac{H^2}{H_0^2}=\frac{\lambda_0}{\lambda}=\sqrt{\frac{h_0}{h}}$$

$$\frac{H^4}{H_0^4}=\frac{h_0}{h} \tag{7-19}$$

当深度减小一倍时，波高将增大1.2倍。

如果海区不仅深度变浅，而且波峰宽度为一变数，则有

$$H^2\lambda b=H_0^2\lambda_0 b_0 \tag{7-20}$$

式中b为波峰宽度或两个相邻波向线之间的距离。

由上式可看出，当h和b都减小一倍时，波高将增大1.7倍左右。

四、波浪的破碎

当波浪传入浅水或近岸区域后，将发生波长变短，波高增大等现象，导致波陡迅速增长。当波陡达到1/7时，波浪开始变得不稳定。

在沿岸浅水区，使波破碎的主要原因是波浪的变形。在浅水中，波高接近水深时（一般$H=0.78h$），质点在轨道上运动的速度不等，波谷处的水质点由于水深小，另外受底摩擦影响，其速度比在波峰处水质点速度要慢一些，波峰开始超过波谷，波形前侧变得陡峭，后侧变得平缓，当前面的波面几乎成垂直状态时，波浪就卷倒和破碎。这种破浪现象如果发生在离岸较远的地区，如海中的暗礁或沙洲上，称破浪；如果发生在海岸附近，则称拍岸浪。如果海岸附近深度较大，则波浪只有当打击海岸时才发生破碎现象。

破浪大致可分成三种类型，见图7-22。一种是卷跃破浪，它的外表十分壮观，在破碎过程中，波峰独特地向前翻卷，形成一大的空气袋，并且完全破坏了波形。长的涌浪（$\frac{H}{\lambda}=0.005$左右）经过坡度不大的不规则岩底，常能形成卷跃波浪，如果同时存在与波浪运移成相反方向的风将更有利于促使它形成，当然在十分陡的海滩上卷跃破浪将得到最好的发展。第二种是崩顶破浪。由于波峰作为一条飞溅泡沫的水线以波速向

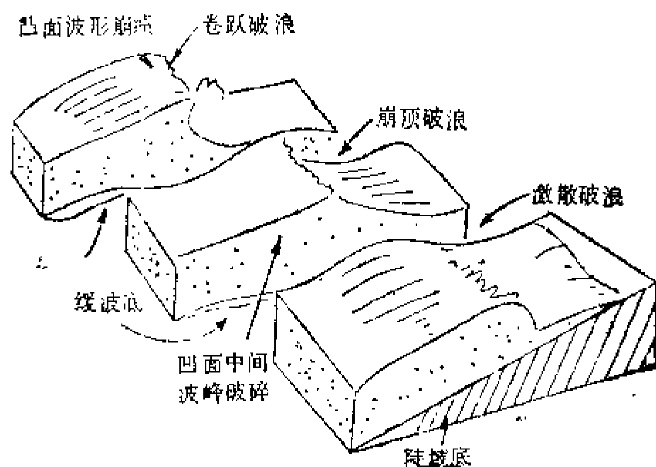


图7-22　几种破浪类型

前运动，因此是比较直观的，在前进过程中，波高(或波能)逐渐减低。比较陡的风浪，海底坡度不大时有利于形成崩顶破浪，如果风向与波向一致，风会使崩顶破碎得更强。第三种是激散破浪，严格说来，它不是一种破碎、在海底坡度较陡时，波浪在作上下滑动，並且没有或带有少量的泡沫。

五、海浪的绕射

海浪可以绕过障碍进入被岛屿、海岬或防波堤等遮蔽的水域，这种现象叫做绕射。

如图7-23所示，当波峰线与防波堤平行的波浪传到港口时，一部分被防波堤迎而挡住，其余的波浪继续向港内传播，并绕过防波堤向被隐蔽的水域扩散，绕射后的波浪的波峰线为以防波堤一端处为中心的一系列弧线。由于越过防波堤后，波向线的扩散，所以波高将变低。

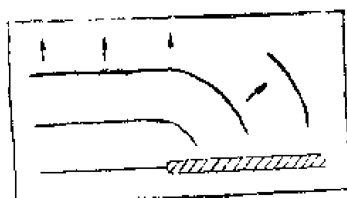


图7-23　波浪绕射示意图

六、波浪流

波浪流是指当波浪传入近岸时，因受地形影响而产生的波浪流。由前可知，当波浪从深海向近岸传播时，在临界水深处发生破碎，破碎后的击岸波继续向前推进，由于水深不断变浅，使得波浪多次破碎，直到离水边线不远的地方，波浪最后完全破碎。波浪破碎后，水体运动已不服从波浪运动的规律，而是整个水体的平移运动。既有在惯性力作用下，涌向岸滩的击岸水流，又有在重力作用下沿坡向下退回的水流。这样，在近岸由波浪产生的波浪流表现为：引起水体质量输送的向岸流及其导致近岸水位升高而使海水向海洋的回流。

当波浪斜向海岸入射时，在破浪带形成的大致平行于海岸的水流，称为沿岸流。这种沿岸流在平直海岸发育最好，在不规则海岸也有。其流速通常大约为0.52米/秒，但也有大于1.04米/秒左右。沿岸流与岸线的形状和波浪破碎的状况有关，而在平直海岸和沙质堆积海岸又是各不相同。它对于海水养殖、浅滩变形和泥沙运动都有一定的影响。

在波浪流中，除了沿岸流外，在某些近岸带还存在一种离岸流，见图7-24(a)、(b)。

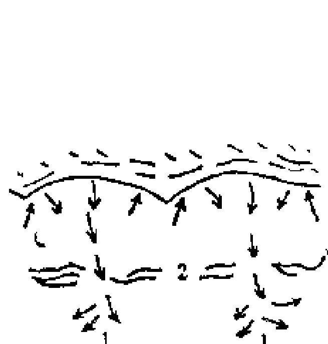


图7-24(a)　波浪进入小港湾海岸产生的离岸流

1. 离岸流　2. 水下沙堤



图7-24(b)　海岸附近的流系

1. 破浪区　2. 沿岸流　3. 补给区
4. 流颈　5. 流头 (3、4、5组成离岸流)
6. 泡沫线　7. 海岸流

风海流和波浪能把海水向破碎波带内输送，而海水也可向外返回，其返回的方式之一就是离岸流。

图7-21(a)为有海岬和海湾的海岸，波浪先在海岬处破碎，然后，它们产生的水流向两边的海湾流去，因而，在海湾中央形成一股离岸流，或称为裂流。

离岸流是由补给区(裂流根)、流颈和流头组成的。当波浪垂直向岸入射后，与岸平行的沿岸流，可以从一侧或两侧构成补给区。补给离岸流的水体也由水下沙堤之间的浅沟流来。补给区的水流到适合的地段，横穿破波带向海流走的通道，称为流颈。流颈为离岸流宽度的最狭窄处，宽度约十几米到三十米不等，流速最大。离岸流越过破碎带后，呈扇形急剧地向周围扩散，可达100米以上，并出现显著的涡动，这就是流头。正由于涡动的作用，流头的边缘出现泡沫带和海水混浊现象，观察起来十分容易。

离岸流发生的范围，自水边线向深水方向的距离，一般在30—500米左右。

离岸流可以在持久的同方向的沿岸流情况下形成，也可以在持续性的大浪横向进入海岸的条件下产生。最适宜的条件，两种情况都是由大的或中等的涌浪提供。例如，在澳大利亚盛行涌浪的海岸，离岸流非常普遍。根据麦肯齐在澳大利亚新南威尔士沙质海滩的观测，当波浪异常大时，离岸流是比较强的，但是为数较少。这样的离岸流是由强大的补给流供给，补给流约长800米，厚2.5米左右。他还认为，当波浪较小时，离岸流较弱，但比较多。

离岸流的状况是取决于海底地形、海滩的坡度、波高和波的周期。离岸流的流速通常是缓慢的，但也有超过2.0米/秒。它既可把泥沙输送到破波带外较深水处，也可冲刷破波带中的沟渠，甚至可以穿过水下沙堤，如图7-21(a)所示。离岸流有利于船只入海，但有碍于船只靠岸。

第五节　内　　波

在密度不同的二个流体交接面上，如果给予扰动就会引起波动，最常见的是空气和海水的边界面上的风浪和涌浪。在海洋中密度的变化是各处不同的，如果存在着密度的不连续面，也会因扰动而存在波动现象，这种在海洋中密度不连续面上引起的波，称为内波。

海洋中的内波是十九世纪末南森在进行北极海调查时最先观测到的，与此同时厄克曼也说明了内波与"幽灵"(或死水)的关系。亦即，在高纬度海域，或者由河流供给许多淡水的海域，上下层密度差异较大，存在密度跃层，如果小船进入，船的推动力大部分消耗于产生内波，船本身就停止不动，好象被"粘住"一样，对于小马力船舶最怕这种现象，称之为"死水"或"幽灵"。其后在北欧的峡湾和大西洋中均观测到内波。但内波的观测是比较困难的，因要求同步观测，否则就难以确定其周期、波高和位相。

内波可以是潮汐周期的内波、惯性周期内波和自由内波等。内波的波高也极大，在外洋正中央部分一千米深处，内潮波波高可超过300米，即使浅些，在水温第一跃层(季节性跃层)处引起的内波，其波高也有20—30米。最近"大地"卫星在马来亚半岛附近和菲律宾苏禄海附近发现内潮波，大约每12小时出现一次。这种潮波最深可达90多米，波峰可扩展到222.4千米，科学家们称之谓索利顿波，此波一般以2.6米/秒的速度沿热边界

移动。一股暖水波向下伸入冷水层，但並没有向上伸入暖水层的相应凸起，就好象海面只有波谷而没有波峰一样。

内波的最大振幅位于密度不连续面上，但在自由表面(海面)上，内波的影响並不完全消失，仅不过已小得甚微。内波的理论研究指出，当内波波长远大于上层海水厚度的情况下，有如下公式

$$a' = -a\frac{\rho - \rho'}{\rho}$$

式中a'和a分别为界面和自由表面上的振幅，ρ和ρ'分别为下层和上层海水的密度值。如取$\rho = 1.02650$，$\rho' = 1.02480$，並假定$a' = 19$米，则由上式得a仅为3厘米左右。这就是说，在自由表面上，波的振幅极小，因此在实践上可以忽略不计。式中的负号表示这样的意义，这种分界面上的波动与由它引起的表面波动其位相恰恰相反，波峰之处产生波谷，波谷之处产生波峰。

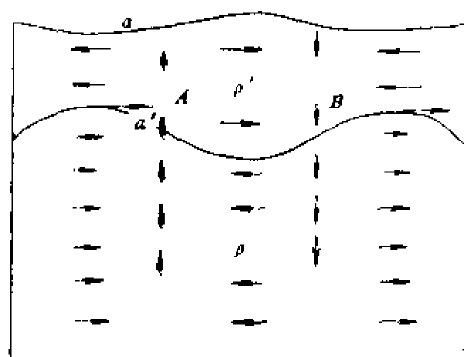


图7-25　内波示意图

图7-25表明在密度不同的两液体边界面上所产生的内波的性质，图中指出边界面的变形，同时还指出上下两层质点水平运动的方向，图中波浪从左向右传播，在标以A这条线上，上层流向外辐散，因此，内边界面必须上升；同时，下层流向内辐聚，因而，内边界面也必须上升。同理，在标以B这条线上，内边界面必须下降。

内波的存在，使得海水运动及水文要素的分布与变化更加复杂。

第六节　海啸和风暴潮

在海洋里(特别在沿海)不一定完全由风引起狂涛骇浪，有的是由火山爆发、海底地震引起海底大面积升降以及沿海地带的山崩和滑坡等造成的巨浪，叫做地震海啸。海啸具有波长很长的特点，有的长达五、六百千米。由于具有长波性质，因此水深愈深，传播速度就愈快，如在水深5500米大洋中传播，其速度可达每小时800千米左右；另一个特点是，一般在深海中波高为1米左右，但当传到陡峭的岩岸、漏斗形深水港湾的狭谷里，或沿河谷逆流而上，其波高会突然增高，造成极大危害。由海底地壳急剧陷落而形成的海啸，初到海岸时海水先退潮，接着海水又猛烈地上涨。如海啸波最初到达海岸时就象一堵"水墙"，向岸上汹涌地袭来，这种海啸一般都是由海底地壳急剧隆起和陷落所造成的。地震固然可以产生海啸，但不是所有的海底地震都能产生海啸，据统计15000次地震中，只有19次产生海啸。如震源深度在40千米以内时，而地震约在七、八级以上时会产生强大的海啸。

还有的是由于强烈大气扰动(如强台风、寒潮大风和气压剧变等)而导致海水异常升高的现象，称之为风暴潮。

海啸和风暴潮产生的原因虽然不同，但它们产生的现象和破坏力却是相同的，所以，一般人把两者统称为海啸。

下面是几个比较典型的地震海啸实例。

1833年在巽他海峡中，喀拉喀托火山的喷发，产生了一次极为强大的海啸。爆炸是那样的强烈，以至4500千米以外的地方都能听到。离喷发地二、三百千米的爪哇岛上，窗户上的玻璃也飞了出去。海上掀起了暴风雨，一片天昏地暗，迷信的人还以为世界末日来临了呢！巨浪高达35米，波长达524千米，在大洋中急速地奔驰，绕过好望角，传至英国和法国海岸，32小时内，通过了大约相当于地球圆周一半的距离。火山灰冲上七、八十千米的高空，形成奇特的云彩，环绕地球转了好几年，这就是当时各地出现不平常的深红色彩霞的原因。这次海啸使东印度群岛的某些岛屿遭到严重损失，受害者达三万六千余人。

1946年4月1日，海啸袭击了太平洋中的夏威夷岛。海水突然猛冲上来，几分钟后，又退了回去，它退得那么远，以致平时不见天日的海底珊瑚礁也露了出来，来不及退走的鱼儿在裸露的海底崩跳。15分钟后，海水又一次猛扑上岸，并且比第一次更加猛烈，人们清楚地看到一堵直立的“水墙”迅速地向岸上推进，倒下之后，海水便又退向海中，如此来回数十次，海面才又恢复平静，这次损失达2500万美元。

地震海啸在我国沿海出现较少，即使出现，强度也不大。而日本沿海出现较多，也较强。这是由于一方面我国本身发生地震海啸少。一般六级半以下地震不会产生海啸。七级以下不会有大海啸，震源深度80千米一般不会产生海啸，50—80千米有较弱的海啸。另外地震海啸和海深有关，一般破坏性海啸水深200米以上，灾难性海啸的深度均要在千米以上，而我国近海水域绝大部分是浅水大陆架，地震少，强度也不大。另一方面，太平洋海啸对我国的影响也不大，因我国沿海绝大部分是浅水大陆架，离岸越近，水深越浅，坡度平缓，使海啸因受较长时间的浅海摩擦损失了大部能量，高度大减。另外，在我国海域外围，除有一系列海底山脉外，从北到南还有日本列岛、琉球群岛和菲律宾群岛等无数“岛链”与太平洋分隔，内侧有黄、东、南海和约八万平方千米大大小小5000多个岛屿，不计其数的海礁，形成一道道天然屏障，因此，太平洋海啸进入我国，就因通过这些关卡而消耗大量的能量。

由地震产生的波浪还有另一类，此种波叫“海振”，但不属于海啸，它具有纵振动的性质，这是由地震纵波引起的。这类振动周期在1秒到数分钟之间，波长比地震海啸波短，一般为几千米，波速很快，达1400米/秒，与声波的传播速率相当。当这种振动到达海面时，海面上的船只会剧烈地摇动，以至水手们感到好象是“触了礁”一样。以前海图上所指出的某些“礁”区，现已测定其深度在几千米以上。许多船只，特别是在地震记录中指出常有海底地震出现区域内航行的船只，曾多次报道了遇到震动的情况。这种暴发性的波动，一般为一孤立现象，关于这类波浪的资料还很少。也可能某些海上失踪的船只是由于遇到这种巨大的振动而遭沉没的。

风暴潮：在我国沿海岸常遭受寒潮大风和台风的袭击，加之我国大陆架广阔。其中渤海湾沿岸，莱州湾沿岸和南海的汕头至珠江口沿岸是风暴潮最严重的地区。渤海湾沿岸，据不完全统计，解放前400年曾发生较大潮灾30余次。莱州湾沿岸，历史上也曾多次发生风暴潮。东南沿海也曾多次发生台风暴潮。在国外，1970年11月12日，印度洋孟加拉湾沿岸一次风暴潮，死者30万，百万人无家可归，背井离乡！

风暴潮是由于强烈的大气扰动引起海水异常升高的现象，其实质是波长很长的强迫

惯性重力波。具体说来，它们是由于海上热带气旋、温带气旋或飑线作用所引起的。以风速17米/秒以上的热带气旋为例，根据有人1971年统计，全世界每年平均约有80个，北半球占60个，南半球占20个。其中发生在西太平洋的大约有30个，也就是说占北半球的一半，这种热带气旋，在我国叫做台风。台风暴潮如果与涨潮同时发生，则使水位涨得更高。正因为我国台风频繁，又加之大陆架广阔，对风暴潮的成长大为有利，使得我国东南沿海(7、8、9三个月台风次数约占全年的2/3)成为世界上风暴潮出现率最多的地区之一。

台风中心为低气压，气压梯度力指向中心，在北半球由于柯氏力的作用，海面风场为反时针方向运动，台风对海水的作用有两方面：一方面是气压低而使海面升高；另一方面因风的切应力引起海水运动，它和风场相近，产生一个反时针环流，这一环流在柯氏力的作用下，使得海水从中心向外辐散；又由于海水连续性的要求，在一定深度范围内，海水必然要流来补充，形成辐聚现象。这样，当台风中心移动时，由于气压和风所造成的海面隆起，也将随之发生移动和传播，到了浅水海区，就导致强烈的增水。

台风增水在辽阔的外海并不明显，可是当它临近浅水海湾和海港时，增水的高度骤然升高。这是因为风切应力对水体所作的功转化为水体势能增大的缘故，对于风暴范围远大于风暴潮海域的浅水地区，威莱特给出一个估算风暴潮高度的公式

$$\xi' = k\frac{\tau_s L}{\rho g h} \qquad (7\text{-}21)$$

式中ξ'是风暴潮的高度，τ_s为海面上的风应力，L为海域水平尺度，h为水深，k为经验常数。根据此式可以知道，风暴潮的高度与海深成反比，在浅水处ξ'增大。

台风(或飓风)增水一般可分三个阶段，一是初振(先兆)，二是激振(强烈增水阶段)，三是余振动。图7-26是国家海洋局海洋环境预报中心得出的1975年8月2—3日福建沿岸厦门、崇武和马尾三个地点的风暴潮曲线。可以看出，它们都具有振动的特征。

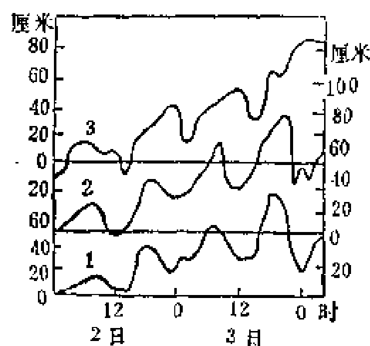


图7-26　1975年8月2—3日台风引起的风暴潮位曲线图
1.厦门　2.崇武　3.马尾

以上讲的是热带气旋引起的风暴潮，关于温带气旋引起的风暴潮，增水高度不大，不如前者那样急剧变化。

风暴潮已经可以作出预报，目前世界上风暴潮的预报大致可分两类，一类属经验-统计预报方法，大都从实际资料出发，把气象历史资料和固定地点的风暴潮位资料，进行统计，建立预报模式和经验公式，此法地区性强，预报准确率较高，是我国目前广泛采用的方法。另一种是动力-数值计算方法，从动力理论角度出发，建立动力数值预报方程。此法必须有海上风场和气压场的预报值，并引入适当的边界条件和初始条件，求解风暴潮的基本方程组，以便求得风暴潮位随时间和地点的变化规律。此法在国外已正式投入业务预报工作中去，在国内还处于理论研究试验阶段。但不管何种方法，在预报时效上和精度上都还有不少问题，有待不断地改进和提高。

第七节　海浪要素的统计分析

一、海浪的复杂性

前面我们讨论过正弦波和其它几种波，得出了波动的一些规律，虽然其结果可以近似地说明海浪的一些性质，但毕竟和实际情况相差很大，海洋中的波浪远比这复杂得多。从图7-27可知，海浪的外形并不是一只正弦曲线或摆线，而是峰谷参差不齐，并且也不具备严格的周期性，很难由一个波高估计其次的一个波高，更无法估计其它的许多波高，这样就必须将前面关于海浪要素的定义稍加修改。

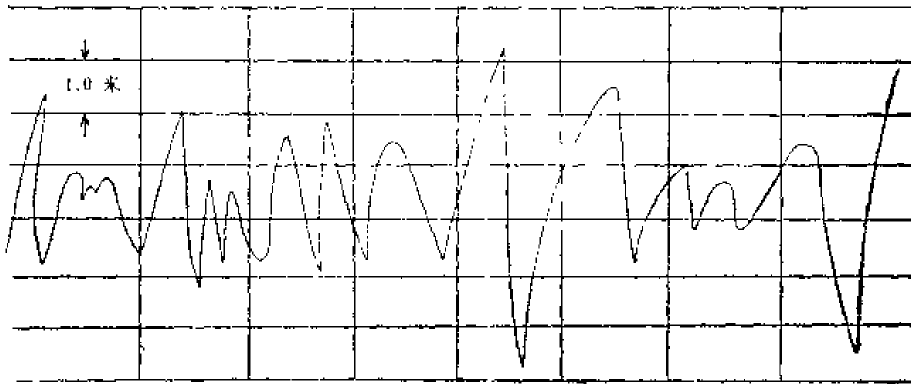


图7-27　海浪连续记录曲线

二、海浪的基本要素

如果将图7-27中的比例放大，就得到如图7-28所示的一段海浪记录，图中O—O为零线，记录曲线于O_1、O_3、O_5…等点由下方向上跨过零线，这些点称为上跨零点；O_2、O_4、O_6…等点由上方向下跨过零线，这些点称为下跨零点。c_1、c_2和c_3等为波面的极大值，l_1、l_2和l_3等为极小值，在一组上跨零点与下跨零点之间可能出现一个以

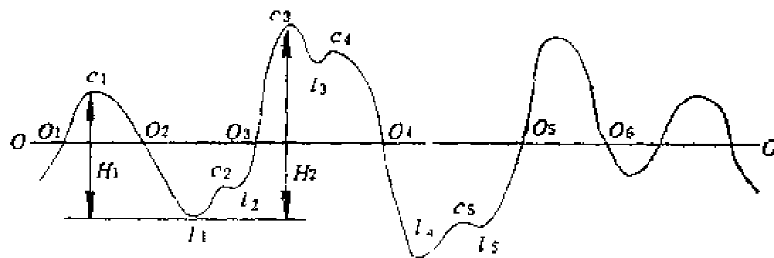


图7-28　海浪记录曲线

上的极大值(如c_3、c_4)，其中最大的一个称为显著波峰；在一组下跨零点与上跨零点之间也可能有一个以上的极小值(如l_1、l_2)，其中最小的一个称为显著波谷。海浪波高的定义可修改为：相邻的显著波峰与显著波谷间的高度差。依此定义，图中的H_1和H_2均可取为波高。为了统一起见，取各下跨零点对应的波高(H_1)为波高。同理，周期定义为相邻两显著波峰出现的时间间隔，或相邻两上跨零点(或下跨零点)的时间间隔。波长则为相邻两显著波峰(或显著波谷)间的水平距离。

海浪虽很复杂，但任何复杂的事物总是有规律的。现在人们用统计的方法来寻求海

浪的规律，取得了很大的进展，在这种方法中，波高、波长和周期以及其它的波动要素，被当作"随机量"。在统计学中，随机量服从一定的统计分布规律，因此应用统计学的概念和方法，有可能找出海浪要素的分布规律。为此，下面我们来讨论有关海浪统计方法的基本知识。

三、海浪统计方法的基本知识

海浪现象和自然界中其它现象一样，在它本身的发生、发展和演变过程中，包含着必然性的一面，也包含着偶然性的一面。例如在风的作用下，必会形成浪，这是必然性的一面；然而它还受着其它许多因素，如气象和自然地理等因素的影响，使海浪现象具有无限的复杂和多样性。故使海浪现象在演变过程中，不断发生各种程度的非根本性偏差，这就是海浪现象的偶然性。因此可把海浪现象中的一些特征值(如波高、周期和波长等)作为偶然量，也即作为随机变量看待。当然只根据短期观测的海浪资料，分析出的海浪特征值常是不稳定的，甚至是杂乱无章，无一定规律性，但经过长期观测后，就可呈现出一定的规律性，称之为统计规律。

海浪观测资料任其有多长，但较海浪现象的演变过程来讲，却只不过是一个很短的时段。因此，可将测得的海浪资料作为偶然数列或经验数列看待。

海浪统计方法就是研究大量观测的海浪偶然数列的规律，在研究过程中还将更多地运用推理方法，凭借短期的观测数列，推论其未来变化的可能性。

必须指出，光靠海浪统计方法是不可能彻底解决复杂的海浪问题，只有与海浪的物理成因分析和综合各种边界特征的方法密切结合起来，才是最有效的。

海浪统计法中所采用的资料必须满足：

(1) 资料的一致性，同一数列中的所有海浪资料是属于同一类型和同一条件下产生的。

(2) 资料的代表性。

(3) 资料的独立性，同一系列中的资料是相互独立的，不能把彼此有关连的资料统计在一起。

(4) 资料的可靠性，要求所采用的资料是客观准确的，它直接影响到成果的可靠性，因此，必须把那些错误或精度不高的资料加以修正。

(一) 机率与频率

自然界中事件发生情况可分为三种，即必然事件、不可能事件和随机事件。必然事件指在一定条件下必然要发生的事件；不可能事件是指在一定条件下根本不可能发生的事件；随机事件(或称偶然事件)指在一定条件下可发生也可不发生的事件，海浪的数量特征(海浪要素)都属于随机事件。

1. 机率　机率是指某一事件在大量事件中出现的可能性，简单的机率可用下式来计算

$$P(A)=\frac{m}{n}\times 100\% \qquad (7\text{-}22)$$

式中 $P(A)$ 是一定条件下随机事件 A 出现的机率，n 是所有可能的结果数，m 是出现有利(或不利)于 A 事件的可能结果数。

可见，随机事件的机率介于0与1之间，这便是机率的基本特征。

机率有两种，一为事先机率，一为经验机率。如果，某一类事件的出现与不出现的种种可能，事先都非常清楚，则叫做事先机率；假如对某一类事件，不能预知其出现与不出现的一切可能情况，要估计它的机率，需通过大量试验求得的，则称之为经验机率。

2．频率　经验机率即为频率，它是通过大量试验来预估的。设事件A在n'次试验中实际出现了m'次，则事件A的频率为

$$P'(A)=\frac{m'}{n'}\times 100\% \qquad (7\text{-}23)$$

实验证明，对于次数不多的试验，事件的频率有明显的随机性，但试验次数越多，事件的频率就渐趋稳定，频率就接近于机率。

如某一地点的海浪资料是无限数列，它应包括从古到今以至未来极其漫长岁月中的所有情况。这种包括整个变化过程的数列称为总体。但是，人们所能掌握的实测海浪资料仅仅是总体的一部分，甚至是一个很小的部分，属有限数列，这种有限数列称为总体的样本。

（二）频率分布与分布函数

大量资料经过整理归纳后，很多实例表明，某一事件接近平均情况的出现次数最多，两端的出现次数最少。例如，取一段连续观测到的波高记录，表面上看来，大多具备杂乱无章，但如果将它们按大小排列起来，划分成若干范围，统计各范围内，波的个数和所占的百分比，即求出相应的频率。累积次数，累积频率如表7-7所示。

表7-7　某站某段时间内波高的频率分布

波高分组(米)	出现次数(次)	频率(%)	累积次数(次)	累积频率(%)
0.0—0.2	1	1.6	62	100.0
0.3—0.4	2	3.2	61	98.4
0.5—0.6	15	24.2	59	95.2
0.7—0.8	18	29.1	44	71.0
0.9—1.0	13	21.0	26	41.9
1.1—1.2	7	11.3	13	20.9
1.3—1.4	3	4.8	6	9.6
1.5—1.6	2	3.2	3	4.8
1.7—1.8	1	1.6	1	1.6
总　计	62	100.0		

将上述各组波高的出现次数或频率和累积次数或累积频率数值点绘成图7-29和7-30。图7-29中，横轴代表波高(H)，纵轴代表频率。可以看出波高在0.4—1.2米之间出现的次数最多，尤以0.7—0.8米一组波波高出现的次数最多，两侧出现的次数逐渐减少。由图7-29中，也可看出中间部分变化较缓而两端变化较大。

当资料项数趋于无穷，即每组的间距缩小至无限小时，则频率直方图变为一铃形曲线，又称频率密度曲线，见图7-31。用方程$y=f(x)$表示。函数$y=f(x)$称为分布函

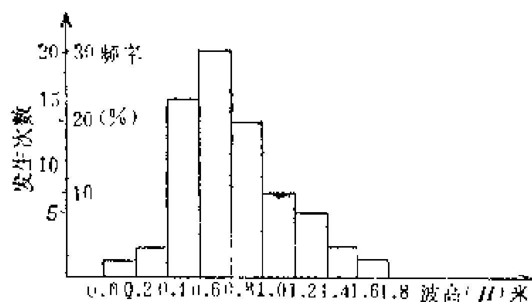


图7-29　频率直方图

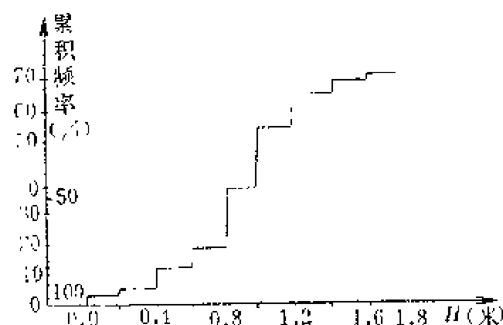


图7-30　累积频率图

数，或概率密度函数，它代表随机量(如波高)出现于单位间隔宽度内的机率（也叫概率)。

图7-31中的曲线为一分布函数，横轴表示波高 H)，纵轴表示分布函数 $f(H)$。根据前述定义，图中阴影部分的面积$\delta A = f(H)\delta H$，代表波高出现于H 至 $H+\delta H$ 范围内的概率，曲线的形状如图7-29中各长方形上端构成的轮廓相似。但二者有重要的差别，后者直接绘出波高出现的百分比（频率），而前者须将纵坐标 $f(H)$ 乘以间隔宽度δH后才能得到出现的概率。

从图7-30中可看出，当资料项数趋于无穷时，累积频率图7-30变为S 曲线，又称累积频率曲线，见图7-32。累积频率曲线习惯上称为频率曲线，累积频率也称为频率。此累积频率曲线有如下两个特性：

（1）当随机变数 x（如波高H)等于最小值 x_{min} 时，频率(累积频率）等于 1 。

（2）当随机变数x等于最大值 x_{max} 时，频率等于 0 。

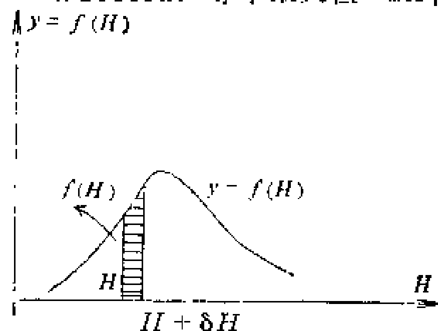


图7-31　频率密度曲线

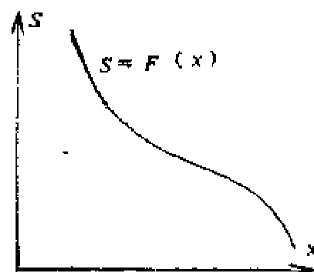


图7-32　累积频率曲线

三）统计参数

任何一个随机系列都可以用频率密度曲线或频率曲线来反映该系列的特征，也可以用某些特征数值即统计参数来反映它的特征，海洋水文上常用的统计参数有以下几种：

1．算术平均数($\bar{x}$)(也称均值)　这是系列中 n 个随机变数（x_1、$x_2 \cdots x_n$）的算术平均数，即

$$\bar{x} = \frac{1}{n}(x_1 + x_2 + \cdots x_n) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n} x_i$$

如有一段连续波高记录H_1、$H_2 \cdots H_n$，则此段时间的平均波高就为

$$\bar{H} = \frac{1}{n}(H_1 + H_2 + \cdots H_n) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} H_i \qquad (7\text{-}24)$$

此均值反映了系列的平均情况，是系列的水平，另外随着系列项数的增加，均值愈趋稳定。但缺点是易受极端值的影响，尤其是短系列中最为明显。

2．众数（$\hat{x}$）（也称众值） 它是系列中出现次数最多的一个数值，也即最常见的数值。在频率密度曲线上顶点(峰)所相应的横坐标就是众值。如表7-7中0.7—0.8米的波高为众值。

3．均方差(σ) 有时两个系列，虽然均值相等，但分布在均值两旁的系列离散程度不一样，为了区别这种不同，常用均方差来表示，其计算公式如下

$$\sigma=\sqrt{\frac{\Sigma(x_i-\bar{x})^2}{n-1}} \qquad (7-25)$$

有了均方差，就可以来判别均值相同的两个系列的离散程度，如两系列，见表7-8，它们均值 $\bar{x}$ 都为10，其均方差为 $\sigma_甲=1.6$、$\sigma_乙=6.3$、$\sigma_乙$ 大于 $\sigma_甲$，显然在均值相等的情况下，均方差愈大，它的离散度也较大。

4．变差系数(C_v) 上述均方差只是用来反映均值相同情况下的系列离散程度，而在均值不等的情况下，均方差就不能反映，因为它不仅受变量变动的影响，而且还受系列水平的影响。因此，常用均方差与均值的比值（$\frac{\sigma}{\bar{x}}$ 相对量）来反映离散程度，这个比值称为变差系数 C_v，计算公式如下

$$C_v=\frac{\sigma}{\bar{x}}=\frac{1}{\bar{x}}\sqrt{\frac{\Sigma(x_i-\bar{x})^2}{n-1}}=\sqrt{\frac{\Sigma(k_i-1)^2}{n-1}} \qquad (7-26)$$

式中 $k_i=\frac{x_i}{\bar{x}}$ 称为模比系数。

例如有两系列，见表7-9。两者均方差都为5，两者均值分别为1000和10，相差100倍，而其 C_v 值分别为0.005和0.5。显然，甲系列的离散度要较乙系列小得多，由此可见，变差系数 C_v 值可以相对说明各随机系列的稳定情况。

表7-8 两系列

甲	12	11	10	9	8
乙	18	14	10	6	2

表7-9 两系列

甲	995	1000	1005
乙	5	10	15

5．偏差系数(C_s) C_v 值只表示系列的离散程度，不反映对称于均值位置各随机变量出现频率大小的情况。此时，须用偏差系数 C_s 来反映，其计算公式为

$$C_s=\frac{\Sigma(x_i-\bar{x})^3}{n\sigma^3}$$

对于样本(即不是总体)可采用如下修正公式

$$C_s=\frac{\Sigma(x_i-\bar{x})^3}{(n-3)\sigma^3}=\frac{\Sigma(k_i-1)^3}{(n-3)C_v^3} \qquad (7-27)$$

由上式可知，当 $C_s=0$ 时，也即 $\Sigma(x_i-\bar{x})^3=0$，为对称分布，说明对称于均值的各

随机变量都一一相等，如图7-33。当$C_s>0$时，即$\Sigma(x_i-\bar{x})^3>0$，为正偏分布，表示小于均值的随机变量比大于均值的出现机会多，频率密度曲线右边尾巴拖得长，如图7-34。当$C_s<0$时，即$\Sigma(x_i-\bar{x})^3<0$，为负偏分布，情况同正偏相反，如图7-35。

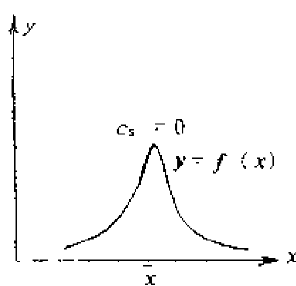


图7-33　对称分布

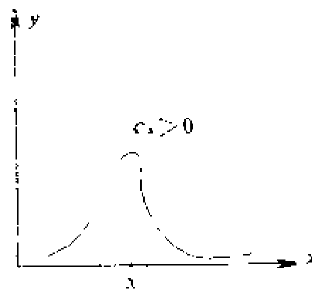


图7-34　正偏分布

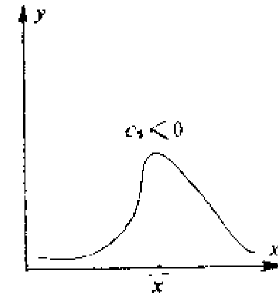


图7-35　负偏分布

四、几个常用的统计波高及其相互关系

海面上同时出现许多高低不等的波，我们究竟用哪种波高来说明海上的波高为好呢？故必须明确规定各种波高的含义，以及能对各种波高进行换算，只有这样，才能根据不同的研究对象，用不同的波高来说明海上波况。

（一）平均波高（$\bar{H}$）

指某一次观测中（取一小段时间）或一列波高系列中，所有波高的平均值为

$$\bar{H}=\frac{H_1+H_2+\cdots H_n}{n} \tag{7-28}$$

式中n为波的总个数，H_1、$H_2\cdots H_n$为各实测波的波高。

平均波高大致反映了海面的平均状态（在所观测的时间内），而且还用它做各种波高的换算媒介。此波高受极值影响大，n小时，取值不稳定。

（二）均方根波高（H_s）

指某一次观测中或一列波高系列中，所有波高平方和的平均值再开方

$$H_s=\sqrt{\frac{\sum_1^n H_i^2}{n}} \tag{7-29}$$

式中$n=1,2\cdots n$。由于波浪能量比例于波高的平方，所以均方根波高反映波浪能量的平均状态。在某些理论工作中，此种波高是很有用的。

（三）部分大波波高（H_p）

指在某一次观测或一列波高系列中，按大小将所有波高排列起来，並就最高的P部分波的波高计算平均值，称为该P部分大波的波高。例如，对于最高的$\frac{1}{100}$、$\frac{1}{10}$和$\frac{1}{3}$的波，其平均波高分别以符号$H_{\frac{1}{100}}$、$H_{\frac{1}{10}}$和$H_{\frac{1}{3}}$表示，如果共观测1000个波，它们分别代表最高的10、100和333个波的平均波高。部分大波平均波高反映出海浪的显著部分或特别显著部分的状态。习惯上还将$H_{\frac{1}{3}}$称为有效波高，具备这种波高的波称为有效

波。

（四）各种保证率对应的波高（H_F）

指在一次观测或一列波高系列中，统计出波高不小于某一波高值（H）的百分比F，这某一波高值H就称为保证率F对应的波高。例如，已知100个波的波高值，欲计算保证率$F=5\%$对应的波高。则此时可把100个波按大小顺序排列起来，若发现前5个波的波高值等于或大于2米，于是我们说保证率5%对应的波高为2米，並记为$H_{5\%}=2$米。实际上所谓保证率F对应的波高，就是把所有的N个波按大到小排列起来，第$N\times F$个波的波高就为H_F。

（五）最大波高H_{max}

有时指某次观测中，实际出现的最大一个波高；有时指根据统计规律推算出的在某种条件下出现的最大波高；有时又规定其它种波高的若干倍为最大波高。这种波高反映了根据实际需要（预报、施工、设计和航行等）而应当引起特别重视（即危险性大）的波高。

（六）各种波高间的换算

在实际工作中，对上面提及的几种波高之间的相互关系均由专门表可查，这些专门表是利用波高的分布函数来求出各种波高间的关系而制成的。

下面列出两张表，表7-10为各种保证率F对应的$H_F/\overline{H}$与$T_F/\overline{T}$之值。从此表中可查出任一保证率F对应的波高H_F与平均波高$\overline{H}$的比值$H_F/\overline{H}$。

表7-10　各种保证率F对应的$H_F/\overline{H}$与$T_F/\overline{T}$之值

F(%)	$H_F/\overline{H}$	$T_F/\overline{T}$	F(%)	$H_F/\overline{H}$	$T_F/\overline{T}$	F(%)	$H_F/\overline{H}$	$T_F/\overline{T}$
0	∞	∞	20	1.43	1.24	60	0.806	0.932
0.1	3.16	1.84	30	1.24	1.16	70	0.674	0.853
1	2.42	1.62	33.3	1.18	1.13	80	0.533	0.758
5	1.95	1.45	40	1.08	1.08	90	0.366	0.628
10	1.71	1.36	50	0.939	1.01	95	0.256	0.526
						100	0	0

表7-11表明P部分大波的平均波高和全部波的平均波高之比$H_P/\overline{H}$，以及P部分大波的平均波高和均方根波高之比H_P/H_s。

如欲计算P_1和P_2部分大波，平均波高H_{P1}和H_{P2}间的关系，可利用表7-11查出比值$H_{P1}/\overline{H}$及$H_{P2}/\overline{H}$，再由它们的比值即可得到H_{P1}/H_{P2}。例如由表查得

$$\frac{H_{\frac{1}{100}}}{\overline{H}}=2.663,\quad \frac{H_{\frac{1}{10}}}{\overline{H}}=2.032,\quad \frac{H_{\frac{1}{3}}}{\overline{H}}=1.598$$

由此

表7-11　P 部分大波平均波高与全部平均波高的比值

P	$H_p/\bar{H}$	H_p/H_s	P	$H_p/\bar{H}$	H_p/H_s
1/100	2.663	2.359	2/10	1.793	1.591
5/100	2.242	1.986	1/4	1.712	1.517
1/10	2.032	1.800	3/10	1.642	1.454
1/3	1.598	1.416	7/10	1.244	1.102
4/10	1.520	1.347	8/10	1.164	1.031
5/10	1.418	1.256	9/10	1.086	0.961
6/10	1.327	1.176	1	1.000	0.886

$$\frac{H_{\frac{1}{100}}}{H_{\frac{1}{10}}}=1.311,\qquad \frac{H_{\frac{1}{100}}}{H_{\frac{1}{3}}}=1.666,\qquad \frac{H_{\frac{1}{10}}}{H_{\frac{1}{3}}}=1.272 \tag{7-30}$$

对于某一保证率 F 和某一个 P 值，可求出 H_F、$\bar{H}$及 $H_p/\bar{H}$，由此可得出比值 H_p/H_F。

以上这些表和各种波高的关系式，对周期也适用。

利用波高的分布函数求出的各种波高间的关系，对于所得出的各种比值，如同波高分布函数的情形一样，在风浪和涌的情形中，理论值和观测值是符合的。但如有风浪和涌的迭加或特殊地形的影响，符合的程度降低。

五、重现期

频率P是海洋水文统计和港工设计中重要指标，但通常用重现期来表示的。重现期T是指某一海洋水文特征数值在多少年内出现一次，即多少年可以一遇。如50年一遇大浪，指在较长时期中平均50年有可能发生一次；百年一遇大浪，指在更长的时期中，即平均100年才有可能发生一次大浪。因此，百年一遇大浪要比50年一遇的大浪大得多。

频率P与重现期T之间的关系是

$$T=\frac{100}{P} \tag{7-31}$$

显然，一个随机系列，如果其频率大，则重现期就短，反之则长。

值得注意的是，重现期不是绝对概念，它仅能说明随机量出现的可能性。不能把重现期为50年一遇的概念，理解为正好50年出现一次，事实上也许50年中出现几次，也许一次都不出现，只有在很长时间内重现期才能表现出来。例如在一万年中，并在不变的条件下，50年一遇的情况大约有200次。

六、频率曲线

频率曲线可分为两大类，即经验频率曲线和具一定数学形式的频率曲线。

（一）经验频率曲线

设有几个按由大到小排列的波高观测值H_1、H_2、H_3…H_n，则排列的次序不仅表示次序的先后，而且还表示在系列中，等于或超过H_m的次数，这些"等于和超过"的次

数也就是累积次数，如果再将这些累积数除以总数（n年），并折成百分数，则这个百分数就是等于和超过的频率了。然后将这些波高与相应的频率绘成一条光滑曲线，这条曲线就是经验频率曲线，这是为了区别总体频率曲线，特称之为经验频率曲线。

下面再来研究一下经验频率曲线中的频率计算问题。上面已经介绍了总体的频率公式是 $P=\frac{m}{n}\times 100\%$，$m$为按大小排列的序数，$n$代表总项数，即资料的总年数。实际上，海洋资料均为一个样本，如按这个公式计算，样本中最小的特征值，即第n项的频率 $P=\frac{m}{n}\times 100\%$，就是说，样本最小值即末项就等于总体最小值，这显然是没有根据的，因为比样本最小值更为小的数值今后仍可能出现。因此有必要将上式加以改正，使其合理。为此先后提出的经验频率公式不少，现行水文计算中最常用的经验频率公式是数学期望值公式，即

$$P=\frac{m}{n+1}\times 100\% \qquad (7\text{-}32)$$

用经验频率公式求出系列H_1、$H_2\cdots H_n$的各项相应的经验频率P_1、$P_2\cdots P_n$，以H_i为纵坐标，P_i为横坐标，即可在机率格纸上点绘经验频率曲线，如图7-36。

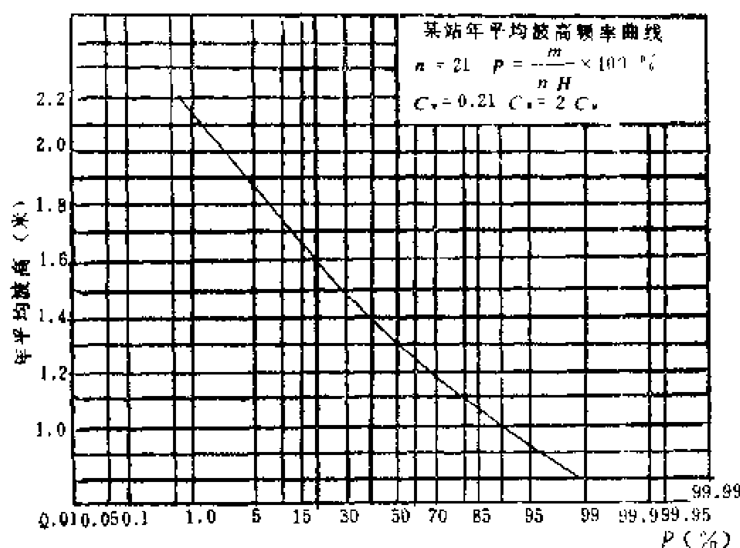


图7-36　某站年平均波高频率曲线

可见，经验频率曲线是根据已有的实测系列点绘的，而且是用目估的方法，通过点群中心附近绘制的一条光滑曲线。只要点群分布具有一定的规律，上述经验频率曲线用于内侧部分是可以的。但水文上常常遇到要推求稀遇频率（即频率很小如$P=1\%$、$P=0.1\%$，甚至更小）的特征值，这就要照曲线趋势外延，由于曲线两端变化很大，用短期资料所得的经验频率曲线，其外延的结果必然是很不稳定的，全凭工作者的主观判断，为了避免上述困难，常寻求具有一定数学形式的频率曲线，这样就可按数学方程式的趋向外延。目前水文计算中，一般采用皮尔逊第Ⅲ型曲线，见图7-37（皮尔逊曲线族共有十三型）。依此作为水文现象的分布线型。

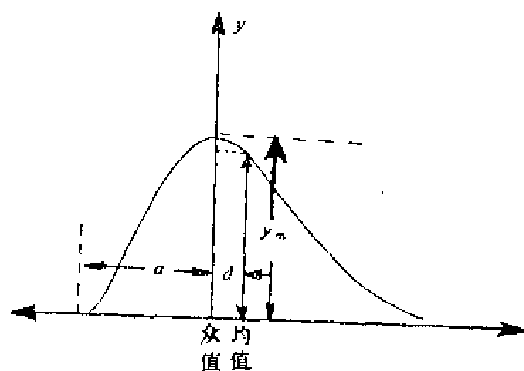


图7-37　皮尔逊Ⅲ型曲线

（二）理论频率曲线——皮尔逊Ⅲ型曲线

皮尔逊Ⅲ型曲线的方程式为

$$y = y_{max}\left(1+\frac{x}{a}\right)^{\frac{a}{d}} \cdot e^{-\frac{x}{d}} \tag{7-33}$$

式中y_{max}为曲线最大纵坐标，为众值出现机率；a为曲线起点至众值的距离；d为均值与众值之间的距离；e是自然对数底。

皮尔逊Ⅲ型曲线如图7-37所示，其基本性质为一端有限，另一端无限。当为正偏时，左端有限，右端无限，在一般情况下为铃形分布。

由基本方程可知，y_m、a和d为曲线的三个参数，当其确定后，曲线即可求得。这些参数根据统计学的原理，经过适当的演算后，都能以均值$\bar{x}$、变差系数C_V和偏差系数C_S来表示，它们之间的相互关系由专门表可查算。

由此频率曲线的绘制实际上是总体分布参数$\bar{x}$、C_V和C_S值的估计问题，有了这些参数，就可以把频率曲线绘出来了。

七、现行频率计算方法

皮尔逊Ⅲ型曲线完全可由其$\bar{x}$、C_V和C_S来确定，但由短期序列所推算出来的C_S值误差特大，所以在实用上确定频率曲线时并不根据实测资料用公式计算C_S，而是用试凑法把C_S定出来，即先假定C_S值，一般用$C_S = nC_V$与由资料计算所得的$\bar{x}$和C_V一起查表（福斯特-雷布金表），并绘制出频率曲线（理论频率曲线），看其是否与经验点据配合得很好，若配合得好，即认为样本与总体很接近，由它所得的频率曲线接近总体分配；若配合得不好，则另外假定C_S值，再根据$\bar{x}$和C_V值重新查表绘图直至配合得很好完止（由于$\bar{x}$、C_V也有一定的误差，必要时也可适当调整），这就是水文上常用的所谓适线法。详细的计算步骤和方法如下：

某站共有14年实测最大波高资料，试求相应于50年一遇即累积频率为2％的年最大浪高。

计算表格附后，即表7-13。

计算步骤：

1）将实测资料依次抄入表7-13的（1）、（2）栏；

2）将实测资料按大小次序排列，填入（3）、（4）、（5）栏；

3）计算年平均最大波高$\bar{H} = \frac{\sum_{1}^{14} H_i}{n} = 3.6$米；

4）计算各年系数（模比系数）$k_i = \frac{H_i}{\bar{H}}$及$k_i - 1$和$(k_i - 1)^2$，分别填入（6）、（7）、（8）栏；

5）计算经验频率，用公式$P = \frac{m}{n+1} \times 100\%$计算或查表，填入（9）栏；

6）由（5）或（6）和（9）栏将年最大波高和相对的经验频率点绘在格纸上；

7）计算变差系数 $C_V=\sqrt{\frac{\Sigma(k_i-1)^2}{n-1}}=\sqrt{\frac{0.29}{13}}=0.15$

8）绘制频率曲线，选择适当的C_S/C_V比值进行适线，如假定$C_S=2C_V$查表得不同频率的Φ_p值或k_p值，见表7-12频率计算表，表中Φ_p称为离均系数(可查皮尔逊第Ⅲ型曲线离均系数Φ_p值表)，k_p称为频率P之模比系数：$k_P=\Phi_pC_V+1$；$H_p=k_p\times\bar{H}$。将相应

表 7-12 频率计算表

$\bar{H}=3.6$　$C_s=2C_V=0.30$　$C_V=0.15$　$n=14$

$P(\%)$	0.01	0.1	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99
Φ_P	4.34	3.49	2.53	2.26	1.72	1.31	0.82	0.05	0.70	1.24	1.55	2.12
k_P	2.51	2.19	1.83	1.64	1.54	1.40	1.18	0.97	0.79	0.64	0.56	0.52
H_P	9.0	7.9	6.2	5.9	5.5	5.0	4.2	3.5	2.9	2.3	2.0	1.9

的k_p(或H_p)和P点在机率格纸上，即可绘成频率曲线图，如图7-38所示。

由图7-38可见，经验点据与频率曲线尚相适应。如经验点据偏离曲线较远，则需重新调整C_S，直至满意为止。

表7-13 某站1960—1973年年最大波高取样的P-Ⅲ型频率曲线计算表

年　份	年最大波高(米)	序号(m)	按大小排列 年份	按大小排列 H_i(米)	$k_i=\frac{H_i}{\bar{H}}$	k_i-1	$(k_i-1)^2$	$P=\frac{m}{n+1}\times100\%$
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
1960	3.5	1	1964	5.0	1.39	0.39	0.15	7
1961	3.1	2	1965	4.5	1.25	0.25	0.06	13
1962	3.5	3	1969	3.8	1.06	0.06	0.004	20
1963	3.2	4	1970	3.6	1.0	0	0	27
1964	5.0	5	1971	3.6	1.0	0	0	33
1965	4.5	6	1972	3.6	1.0	0	0	40
1966	3.5	7	1973	3.6	1.0	0	0	47
1967	3.2	8	1960	3.5	0.97	0.03	0.001	53
1968	3.0	9	1962	3.5	0.97	0.03	0.001	60
1969	3.8	10	1966	3.5	0.97	0.03	0.001	67
1970	3.6	11	1963	3.2	0.89	0.11	0.012	73
1971	3.6	12	1967	3.2	0.89	0.11	0.012	80
1972	3.6	13	1961	3.1	0.86	0.14	0.020	87
1973	3.6	14	1968	3.0	0.83	0.17	0.029	93
总计				50.7			0.29	

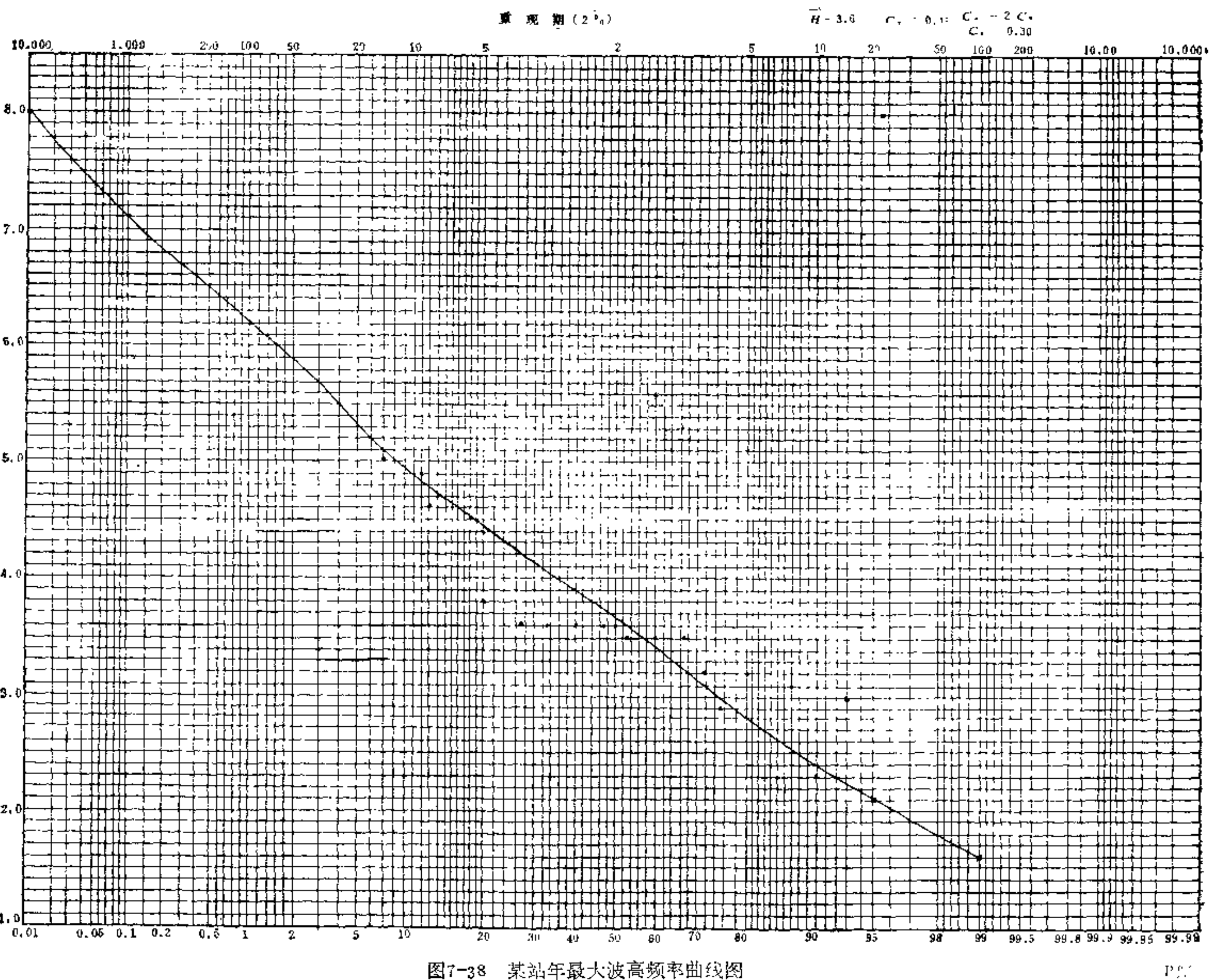


图7-38　某站年最大波高频率曲线图

9）计算累积频率为2%之年最大波高。即在最后确定的频率曲线上，由 $P=2\%$ 直接查得相应的 $H(2\%)=5.9$ 米。

第八节　中国近海和沿岸的海浪

一、中国近海的风浪

中国近海的风浪主要受季风所制约，冬季盛行偏北季风，夏季盛行偏南季风。与此相应，冬季以偏北向浪占优势，如渤海和黄海多西北浪和北向浪，东海和南海北部以东北浪居多；夏季以偏南浪为主，如渤海东南浪较多，黄海和东海以南和东南向浪为主，南海多南向浪；冬夏之间各有一个交替时期，浪向多变，盛行浪向不明显。从风浪的季节变化来看，除夏季台风形成的海浪外，一般冬季大而夏季小，波高常在1至3米左右。就海区而论，东海和南海水域辽阔，风向稳定，有利于风浪的充分成长，风浪较大；黄海和渤海海浪的成长受到区域的限制，风浪较小；黄海南部除风浪外，涌浪也较多；东海和南海也经常有涌浪出现。山东半岛的成山头附近，朝鲜济州岛以南的海域，日本琉球群岛西侧的海域，台湾海峡及台湾以东的近海海面均是冬季的大浪区，尤其是台湾海峡和东海的东侧，最大波高分别达9米和11米左右。

二、中国沿岸的风浪

（一）浪向的分布

中国沿岸风浪的浪向也是主要取决于季风，此外，地理位置、地形和天气系统等影响，使得沿岸浪向复杂化。

冬季，南北沿岸的盛行风向偏北程度不一，偏北的盛行浪向，随之有自西北向东顺时针方向偏转的趋势。

渤海海峡，多北风，以北向浪为主，偏北向浪的总频率为65%。山东半岛南部和苏北沿岸以偏北向浪为主，总频率为39—47%。长江口至浙江沿岸南部一带，偏北向浪的总频率在50%以上。福建的台山至崇武一带，西北浪和北向浪频率减小，北东北浪和东北浪频率剧增，两向浪的频率和在72%以上。台湾海峡东北浪占优势，频率高达62%。台湾省北岸和南部沿岸以北到东北浪为主，其频率和为60%至80%以上。南海我国沿岸，以东北到东向浪为主，偏北向的总频率一般都在40%以上。

春季，我国气旋和反气旋活动频繁，风向不稳定。除少数地区偏北盛行浪向还未消失外，大部分地区的浪向分布紊乱。

夏季，我国沿岸受到来自太平洋的东南季风和印度洋的西南季风的影响。前者主要影响东海北部、黄海和渤海沿岸；后者主要影响南海南部沿岸。在这两股季风的作用下，偏南盛行浪向，有自西南向东南逆时针方向偏转的趋势。七月份是沿岸偏南向浪最盛行的月份。夏季偏南盛行浪比冬季偏北盛行浪来得缓慢，持续的时间短，而且不十分稳定。

渤海沿岸，由于地形特殊，具有半封闭海区的特点，所以，东南风不甚明显。除渤海湾沿岸有东南向浪外，其余沿岸一般很少出现。辽东湾沿岸南西南和西南浪较多。渤海海峡和山东半岛北部沿岸浪向分散。山东半岛南部、苏北、长江口和浙江北部沿岸，

大多以南向浪为主，偏南向浪总频率在50％以上，浙江南部和福建沿岸多南西南浪和西南浪，偏南浪总频率在50％以上。台湾海峡以南以西南浪为主。粤东沿岸多西南浪。粤西沿岸以南东南浪和东南浪为主，偏南向浪总频率在50％以上。海南岛西部沿岸和西沙群岛以南西南浪为主。南沙群岛以西南浪占优势，偏南向浪总频率高达70％以上。

（二）波高分布

我国沿岸平均波高（$H_{1/10}$）的分布，一般是北部沿岸小，南部沿岸大。

以年平均波高来说，渤海沿岸约为0.3至0.6米；渤海海峡、山东半岛南部、苏北、长江口和浙江北部沿岸，大致为0.6至1.2米；广东沿岸为1.0米左右；海南岛和北部湾沿岸约为0.6至0.8米；西沙群岛为1.1米左右。

就最大波高而言，冬季在寒潮大风的侵袭下，一般北方沿岸大于南方沿岸。

冬季，在寒潮的影响下，我国沿岸以偏北浪为主，偏东浪为次。在渤海海峡地区，冷空气通行无阻，北向浪很大，最高波高达8.0米之多。山东半岛东部成山头一带最大波高达6.4米。山东半岛南部沿岸一般大浪较少。苏北和浙闽沿岸的最大波高一般在2.9至4.1米左右。台湾海峡最大波高达9.5米。台湾省沿岸最大波高达7.5至15.0米。广东沿岸最大波高在3.3米以下。西沙群岛附近最大波高为1.1米。南沙群岛附近最大波高达9.5米。

夏季，我国沿岸受偏南季风的影响，尤其是东海和南海沿岸，台风活动频繁，波高很大，南方大于北方。渤海沿岸，偏南浪的最大波高一般都在3.5米以下。渤海海峡东北浪最大波高为5.7米。山东半岛南部，南向浪的最大波高有4.4米。苏北沿岸和长江口东东北浪的最大波高为1.7至3.2米左右。浙江北部沿岸南向浪最大波高为3.5米。浙江南部至广东云澳一带，偏南浪的最大波高一般在5.9至8.5米。粤东和粤西沿岸最大波高达15米。北部湾北部沿岸的涠洲岛，南东南浪最大，波高为4.6米。海南岛北部沿岸的玉苞，东北浪的最大波高为7.0米。西沙群岛附近的南西南浪，最大波高为10.0米。南沙群岛附近的最大波高为7.5米。

第九节　大洋浪的基本状况

风浪的分布是因时因地而异的。风大的海区浪也大。大洋中的盛行西风带和信风带，由于风时长，风力持久，风区也大，所以风浪也大。随着风的季节变化，风浪也有相应的季节变化。在世界三大洋（太平洋、大西洋和印度洋）地区，由于具体条件不同，风浪的分布也有较大的差异。

一、太平洋的浪况

总的看来，整个太平洋夏季风浪小，冬季风浪大；中纬度和高纬度海区的大浪频率比低纬度海区大。在北太平洋，夏季风浪较少，尤其在菲律宾群岛和苏拉威西岛之间海域，大浪很少出现，大浪频率仅在5％以下；北部风浪稍大，大浪频率在10％以上；阿留申群岛附近可达20％。从秋季开始，北太平洋风浪逐渐增大，至翌年二月达到最大，特别是北部海域，冬季以强风著称，大风可影响到中纬和低纬地区，大浪区往南可

扩展到北纬30°附近。在日本以东的西北太平洋洋面上，经常有大浪出现，频率达40%以上。

在南太平洋，夏季比较平静，仅在南纬10°以南海域大浪出现较多，频率为20%左右。而冬季风浪比夏季大，大浪的范围也比夏季广。

二、大西洋的浪况

大西洋上的风系与太平洋基本相同，所以大西洋的风浪分布与太平洋相似。夏季纽芬兰浅滩以北的大浪频率为10—20%，以南海域很少有大浪出现。到了冬季，北大西洋经常有风暴和大浪出现，次数比同期的北太平洋更为频繁，格陵兰、纽芬兰以及北欧近海，大浪频率可高达50—60%。

三、印度洋的浪况

印度洋上的风系与太平洋和大西洋不同，所以印度洋的风浪状况与太平洋和大西洋的风浪有较大差异。在印度洋北部，从七月到八月，正是西南季风最盛时期，常有狂风暴雨和巨浪出现。在阿拉伯海，季风的平均风速可达到16米/秒，大浪频率高达74%，可以说是世界大洋中大浪频率最高的海区。

表7-14　三大洋中风浪要素的比较(平均状况)

项目		风	海浪特征		
位置		速度(米/秒)	波高(米)	波长(米)	周期(秒)
太平洋	信风带	5.5—7.9	3.1	102	8.2
	西风带	24.5—28.4	12.0	240	12.4
		28.5—32.6	12.0	190	11.0
		32.7—36.9	14.0	220	11.8
大西洋	北部	13.9—17.1	1.7	133	9.4
		17.2—20.7	7.5	140	9.5
		20.8—24.4	10.7	204	11.4
		24.5—28.4	11.0	209	11.2
	信风带	8.0—10.7	1.9	65	5.8
印度洋	北部 东北季风	5.5—7.9	1.8	40	5.1
	北部 西南季风	17.2—20.7	7.7	135—229	9.3—12.1
	西风带	10.8—13.8	3.7	62	6.0
		13.9—17.1	5.3	114	7.6

秋季，由于西南季风逐渐减弱，并转换成东北季风，直到冬季，海面都比较平静。

至于印度洋南部，夏季大浪的出现频率比冬季多，这也是与太平洋和大西洋所不同

的地方。

从表7-11三大洋的风浪要素比较中可以看出，最大的风浪出现在南半球的西风带（南纬40°附近），那里的风盛行，强劲而稳定，12米/秒以上大风，终年吹刮不停；加之三大洋沟通，海域辽阔，大浪出现率很高，遇有23米/秒以上大风时，波高可达15米以上，因此素有"咆哮的四十度"之称。在赤道附近，终年风力较弱，大浪出现频率较小，有时也因台风(飓风)而造成巨浪。

复习思考题

1. 解释下列名词：(1)波高；(2)波长；(3)周期；(4)波速；(5)短波；(6)长波。
2. 短波(深水波)的波速、波长和周期三者之间的关系如何？
3. 说明深水进行波的水质点运动和波形传播关系。
4. 驻波的特征是什么？
5. 绘图说明前进波和驻波水质点运动速度的区别。
6. 比较短波与长波的性质。
7. 风浪和涌浪的区别是什么？
8. 风浪的成长主要取决于哪些风场要素？什么叫风区、风时和风区长度？在天气图上如何划定风区？
9. 什么叫最小风时和最小风区？如何判断风浪处于定常、过渡或充分成长状态？
10. 风浪的成长与风时和风区的关系是什么？
11. 涌浪在传播过程中有什么重要特点？为什么？
12. 我国海上波浪分布的概况如何？
13. 说明海浪的折射。
14. 内波的定义是什么？有什么性质？
15. 什么叫海啸和风暴潮？热带风暴潮增水的一般模式是什么？
16. 海浪的波高、波长和周期的定义是什么？
17. 解释下列统计波高：(1)平均波高；(2)均方根波高；(3)最大波高；(4)部分大波波高；(5)保证率F对应的波高。
18. 各种波高间的关系式是什么？

第八章 潮 汐

第一节 与潮汐有关的天文知识

由于潮汐现象与天体引力有关，而且随着地球与日、月位置的变化而变化，因此，要研究潮汐的成因和变化规律，就必须先了解一些与潮汐有关的天文知识。

一、天球

观看夜晚的星空，象半个巨大而透明的水晶球，球面上缀满了无数颗闪耀着的星，无论我们走到哪里，总会觉得自己好象位于球心。实际上这是人们的幻觉。因为所有的天体离我们太遥远了，人们的眼睛无法分辨它们的远近，好象它们都镶在水晶球面上一样。虽然这是不真实的想象，但和人们的直观却完全符合，在天文学中，把这个想象的水晶球叫作"天球"。因为天球半径无限大，不论观测者在地球表面或地球球心，都象在天球中心一样。因此，天球可以描述为：以地球或以观测者为中心，任意长为半径所作的球面。

天轴和天极：将地轴无限延长，所得到的直线叫天轴。天轴与天球的交点叫天极；和地球上北极对应的那一点，叫北天极；和地球上南极所对应的那一点，叫南天极。

天赤道：延展地球赤道平面和天球相交的大圆，叫作天赤道。天赤道与天轴相垂直，天赤道距天极为90°。因为天球绕天轴作周日旋转，所以天球上每一个天体，都可画出一个和天赤道平行的小圆。

天顶与天底：观测点所作的铅垂线，向上与天球的交点，称为天顶，向下与天球的交点，称为天底。天顶与天底的联线叫测者垂直线。

测者真地平圈：与测者垂直线相垂直的平面。测者真地平圈到天顶或天底点的弧距为90°。

天子午圈：通过天北极和天南极与天顶和天底的大圆，也叫测者子午圈。

方位圈、天体方位圈：通过天顶和天底的大圆叫方位圈；通过天体的方位圈叫天体方位圈。

时圈、天体时圈：通过天北极与天南极所作的大圆叫时圈，通过天体的时圈叫天体时圈。

二、天球坐标

为测定天体(例如太阳、月球等等)在天球上的位置，应选取类似于确定地球表面上物体位置所用的地理坐标(纬度和经度)的坐标。这种坐标特称为天球坐标。天球坐标是用来确定天体在天球上的位置，但依用途的不同，所取的基本平面也有所不同，因而有不同的坐标系。

（一）第一赤道坐标系（图8-1）

基准大圆为天赤道和测者子午圈。辅助圈为天体时圈。原点是天赤道与测者午半圈（从天北极过天顶点到天南极的半个大圆）的交点。第一赤道坐标系确定天体在天球上位置的参量有二：

1．赤纬（δ） 天体和天赤道之间在天体时圈上的一段弧长。天体赤纬的量法是从天赤道算起，沿着天体时圈向北或向南度量到天体中心为止，范围在0—90°。当天体在北半球时，向北量取，赤纬命名为北（N）；当天体在南半球时，向南量取，赤纬命名为南（S）。因为天球绕天轴作周日旋转时，天球上每一个天体的运动轨迹是一个平行天赤道的小圆，所以天体的赤纬在周日旋转运动中是不变的（图8-2）。

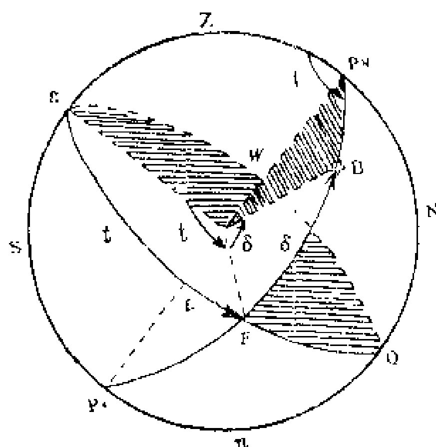


图8-1 第一赤道坐标系

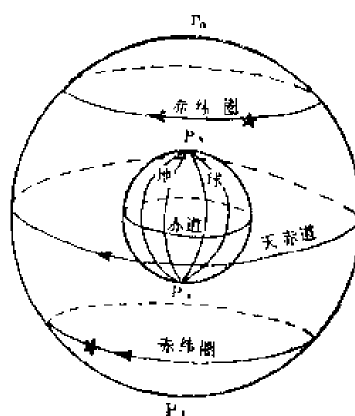


图8-2 天体赤纬

2．时角（t） 测者子午圈与时圈在天赤道上所截的弧长。时角是从测者子午圈与天赤道的交点起算，按顺时针方向量度。天体的时角在周日旋转运动中从0°均匀地增加到360°。

（二）地平坐标系（图8-3）

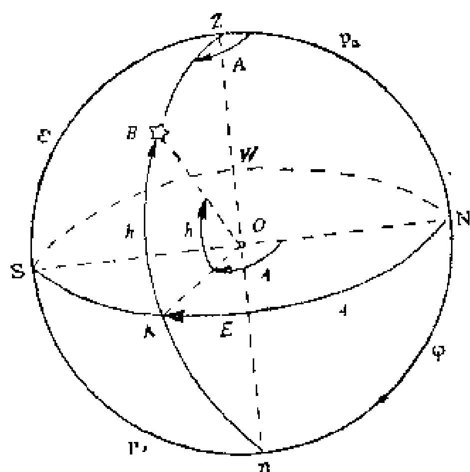


图8-3 地平坐标系

基准大圆为测者真地平圈和测者子午圈。辅助圆为天体方位圈。原点是二者交点。地平坐标系确定天体在天球上位置的参量有二：

1．天体高度（h） 在天体方位圈上，测者真地平圈与天体中心之间所夹的弧距，叫做天体高度。天体高度的量法是从测者真地平圈算起，沿着天体方位圈向天顶点或天底点的方向量到天体中心止，范围在0°—90°。当天体在上天半球时，高度为正（+），当天体在下天半球时，高度为负（-）。

天顶距（θ）是天体方位圈上，测者天顶与天体中心之间所夹的弧距，即观测者的天顶

方向线与天体方向线的夹角。天顶距的量法是一律从测者天顶起，沿着天体方位圈量到天体中心止，范围0°—180°，无需注明正负号。天体作周日旋转运动中，天顶距的变化从0°—180°。

2. 天体方位角(A) 测者子午圈和天体方位圈在天顶点处所夹的球面角，叫天体方位角。因为它是用测者真地平圈上被测者子午圈与天体方位圈所截的弧长来度量，所以又将测者子午圈与天体方位圈在测者真地平圈上所夹的弧距，也叫天体方位角。天体方位角的量法有二种：半圆方位和圆周方位。圆周方位是不论测者在北纬或在南纬，一律从正北方向量起，在测者真地平圈上，按顺时针的方向量到天体方位圈止，范围0°—360°。因为圆周方位的量取，起点和方向都是固定的，所以不要注明方向命名。

（三）第二赤道坐标系（图8-4）

基准大圆为天赤道和春分点时圈。辅助圆为天体时圈。原点是春分点。第二赤道坐标系确定天体在天球上位置的参量是下面二个：

（1）赤纬(δ)

（2）赤经(α)：春分点时圈和天体时圈在天赤道上所夹的弧距。赤经的量法是从春分点起，沿天赤道向东量到天体时圈为止，范围0°—360°，无命名。

三、天体视运动

（一）周日视运动

观测者每天所见天体东出西没的运动，叫做天体周日视运动。由于地球总是绕着地轴不停地由西向东旋转，因此天球绕着天轴作自东向西的周日旋转。这种周日旋转引起了我们每天所见到的天体东升西落的周日视运动。天体由东方升起，当天体时圈与观测者子午圈重合，时角为零，天体位于观测者头上是上中天；午夜，时圈与观测者子午圈相合，时角为180°，天体位于观测者脚下，是下中天。

（二）太阳的视运动（图8-5）

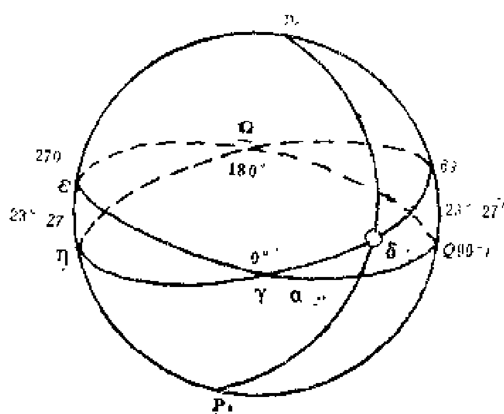


图8-4 第二赤道坐标系

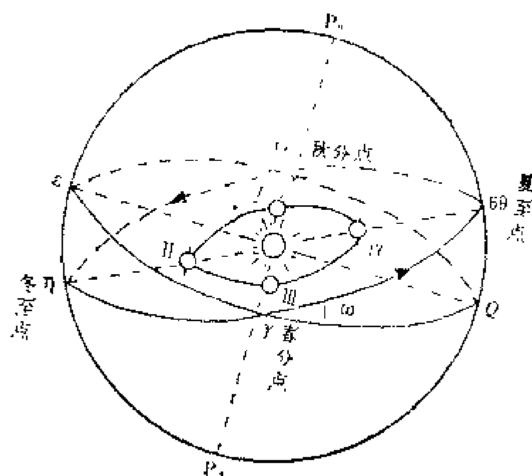


图8-5 太阳的视运动

经过长期对太阳周日视运动现象的观察，发现太阳在天球上，除了和其它天体一起

作周日视运动以外，它本身还有一种自西向东（即与天体周日视运动的方向相反）的以一年（365.2422日）为周期的视运动，称为太阳视运动。

为什么会产生太阳周年视运动？这是因为在太阳系中，地球同其他行星一起，不停地围绕着太阳运动；地球的这种运动，称为地球的公转。地球绕着太阳公转时，它的轨道是一个椭圆，太阳位于该椭圆的一个焦点上；地球公转的方向，如公转轨道上的箭头方向所示为自西向东，周期为一年；地轴的方向不变，与公转轨道面成66°33′的夹角。

但是我们在地球上感觉不到地球在公转，只能觉察到它的相对运动。如图8-5的中心是太阳，围绕着太阳的椭圆Ⅰ Ⅱ Ⅲ Ⅳ为地球自西向东运动的公转轨道，外面的球体表示天球。从图中看出，当地球公转到位置Ⅰ时，我们在地球上看到太阳在天球上的春分点（3月21日）；公转到Ⅱ时，看到太阳在天球上的夏至点（6月22日）；公转到位置Ⅲ和Ⅳ时，看到太阳在天球上的秋分点（9月23日）和冬至点（12月22日）。这样，当地球公转一周时，我们在天球上也就看到太阳在天球上相应地由西向东运动一周。

由此可见，太阳周年视运动实际上是地球围绕太阳公转运动的反映。太阳周年视运动的方向与地球公转的方向相同，都是自西向东，周期相等，都是一年。太阳周年视运动的轨道是地球公转轨道在天球上的投影，称为黄道。因为天轴和黄道面的夹角为66°33′，所以黄道和赤道的夹角为23°27′，称为黄道倾角。

（三）月球的视运动

月球除了由地球自转而作周日视运动外，还作为行星绕地球公转。月球绕地球运动的轨道是椭圆，称为月球轨道。在视运动中，月球绕地球运动轨道在天球的投影称为白道。白道与黄道有一个平均等于5°8′的夹角。白道与黄道有两个交点，月球在白道上由南向北穿过黄道的交点称为升交点；月球在白道上由北向南穿过黄道的交点是降交点。天文测定表明，黄白交点每年向西退行达19°21′之多，历18.61年完成一圈。由于黄白交点西退引起了赤白交角的18.61年的长期变化，其变化幅度为23°27′±5°8′。显然这一变化将会使得地球上任何一个地点的月球引潮力也发生相应的周期变化，从而引起潮汐的18.61年周期变化。

四、时间单位

时间的计量是天文学中的一个基本问题，也是讨论潮汐时所必须参考的问题。下面就以后讲述潮汐理论时要用到的几个单位，加以简要地说明。

（一）平太阳日和平太阳时

太阳连续两次经过上中天的时间间隔，称为真太阳日。我们知道，地球是沿椭圆轨道运动的，太阳位于该椭圆的一个焦点上，因此，在一年当中，日地距离不断改变。根据开普勒第二定律，行星在轨道上运动的方式是，它和太阳所联结的直线，在相等的时间内所扫过的面积相等。因此，地球便在轨道上作不等速运动。这样一来，一年之内，真太阳日的长度便不断地改变。为了得到一个固定的时间单位，便假想在赤道上有一个作等速运动的太阳，它的运行速度和真太阳视运动的平均速度相同，这个假想的太阳，叫"平太阳"。

平太阳连续两次经过上中天的时间间隔，称为平太阳日。1/24平太阳日，取为平太阳时。通常所谓的"日"和"时"，就是平太阳日和平太阳时的简称。

时间和度数的换算关系如下：

$$1\text{小时} = 15^\circ \qquad 1^\circ = 4\text{分}$$
$$1\text{分} = 15' \quad \text{或}$$
$$1\text{秒} = 15'' \qquad 1' = 4\text{秒}$$

下面介绍地方时、世界时、区时的概念。

1．地方时　时间是由时角定义的，因为时角随着观测者所在的子午圈而不同，所以在不同子午圈的地方，时间也不同。以地方子午圈为基准所决定的时间，叫做地方时。某子午圈处的平太阳时，叫做该处的地方平时。

2．世界时　通过格林威治子午圈的地方平时叫做世界时。每天从夜半子正算起，由0时算到24时。

3．区时　地方时随子午圈而异，如各自使用地方时，则从甲地到乙地，即使距离不远，也需要重新调整时间。这对日常生活和交通通讯都会带来不便。所以通常采用和格林威治子午圈经度相差15°的整数倍的子午圈为标准子午圈。这样所定的标准时，叫做区时。目前一般所称的标准时，指的都是区时。我国北京、上海都在第8时区，也就是以东经120°的子午圈为标准，第8时区的时刻比零时区早8小时。实际所用时区的划分并不完全按照经线，往往沿行政或自然的界线来划分，如我国新疆、西藏地区，因距120°E较远，所以规定不使用北京时，而以90°E的地方时作为标准时。

（二）平太阴日和平太阴时

月球连续两次通过上中天的时间间隔，称为真太阴日，因为月球公转的轨道也为椭圆，地球位于椭圆的一个焦点上，根据和上述相同的理由，可以假想一个平太阴，而平太阴连续两次通过上中天的时间间隔，即称为平太阴日，取1/24平太阴日为平太阴时。

因为平太阴的运动速度，比平太阳来得大，所以，平太阴日便比平太阳日为长，根据计算：

$$1\text{平太阴日} = 24.8412\text{平太阳时}$$

（三）平太阳年（回归年）

当太阳在天球上作周年视运动时，连续两次通过春分点的时间间隔，称为一平太阳年，或称回归年。根据大量天文观测的结果，已知平太阳年的长度为365.2422平太阳日。我们通常所谓的"年"，即指将平太阳年中的小数去掉，所剩下的整日数365平太阳日的周期。因为去掉了零头，为了补足它，规定每隔4年一闰，闰年比平年增加一天，为366平太阳日，但每一闰年所增加的一天，比去掉的零头0.9688平太阳日的数值为大，因此，又规定每隔100年少一闰年。

（四）朔望月（盈亏月）

月球从新月（或满月）的位置出发再回到新月（或满月）的位置的时间间隔，叫朔望月或盈亏月。也就是说，朔望月是月相变化的周期，它等于29.5306平太阳日（图8-6）。

图8-7中可以看出月相变化的情形。当月球位于太阳和地球之间时，太阳照射不

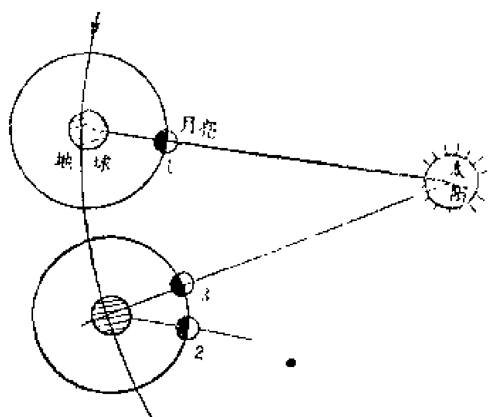


图8-6 朔望月的周期

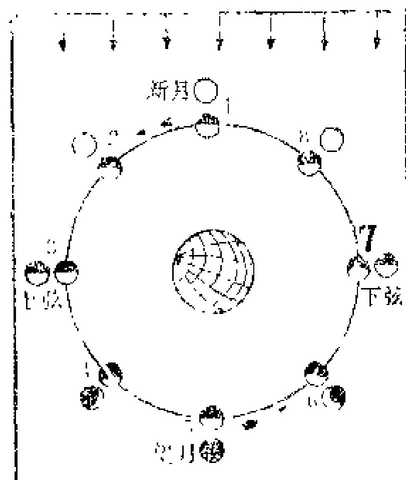


图8-7 月相

到的半个月面正好朝着地球，由地球上看来，月球是全暗的。这时的月相叫做新月或朔。新月以后，随着月球的运动，月球逐日远离日地联线，使得朝向地球的半个面中被太阳照亮的部分愈来愈大，月相成为愈来愈大的向右方凸出的镰刀形。经1/4周月球和太阳的方向构成直角，朝向地球的月面中有一半(右半)被太阳照亮，所以看到的月相是一个上边亮的半圆形，叫做上弦。此后明亮的部分越来越大，经过半周，月球运行到太阳的对面，朝向地球的半个月面全被太阳照射着，这时的月相成为一轮皓月，叫做满月或望。满月以后，圆形月亮的下边逐渐“亏缺”，每天看到的明亮部分逐渐减小，经过3/4周，又成为半圆形，然而和上弦不同，这左边是亮的，叫做下弦。下弦以后，月亮成为向左方凸出的镰刀形，并且逐日减小，最后到月球完成一次完整的运动，月相重新转为新月，下一次的运动中重复上述的月相更替。

（五）回归月

月球从赤经零度(通过春分点的大圆)出发，再回到赤经零度的时间间隔，称为回归月，1回归月等于27.32158平太阳日。因为春分点在一个月之内，几乎没有变化，所以回归月比朔望月的周期要短。

这里提一下目前认为的一种准确的时间单位——原子时1秒。随着原子科学研究的进展，人们发现铯的原子射线通过一种电磁信号，可得知其振动次数为每秒钟9 192 631 770 ±20次（即指铯的共振频率）。这个原子时1秒是现在一种标准的时间单位。

五、地月运动

地球绕地轴自西向东自转，周期为24平太阳时。月球绕地球公转，方向也自西向东，周期为一个月。除此之外，地球和月球又同时绕太阳公转，周期为一年。确切地说，月球绕地球的公转，乃是月球中心绕地——月公共质心的运动，而地球和月球绕太阳的公转，则是地-月公共质心绕太阳的运动。

如果暂且不考虑地月绕太阳的公转运动，那末地-月公共质心在空间的位置也就暂时地被固定下来。因为月球中心绕地月公共质心在近似圆形的椭圆轨道上，一个月公转一周，为了平衡，地球中心也必须绕地-月公共质心运动，周期也是一个月，故有地球

的月运动之称，如图8-8所示，图中E为地球中心，M为月球，G为月球与地球的共同旋转中心，A为对月点，B为背月点，E,E_1,E_2,E_3为地球绕G旋转的地心在旋转圆周上的位置，M,M_1,M_2,M_3为月球在旋转圆周上的位置。可以算出，地-月公共质心位于地球内部，距地球中心0.73倍地球半径之处。所以，当月球作公转运动时，地球中心便绕地-月公共质心作近似的圆周运动，半径为地球半径的0.73倍。地球的月运动不是转动，而是平动，因而地-月公共质心在地球内部的位置便将改变，并且作与地心相似的近似的圆周运动。如果把地-月公共质心绕太阳的公转运动也考虑在内，便可得到一幅地-月运动的示意图(图8-9)。图中粗线表示地-月公共质心绕太阳的轨迹；细线为地球上的观察者所看到的月球的轨迹；虚线代表月球中心相对太阳的运行路线；点线为地心的轨迹。

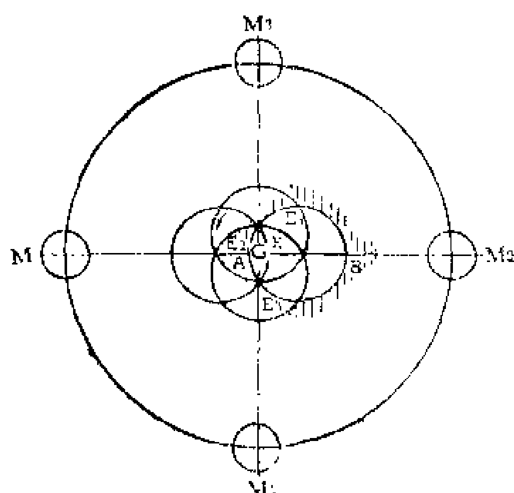


图8-8 地月相对运动

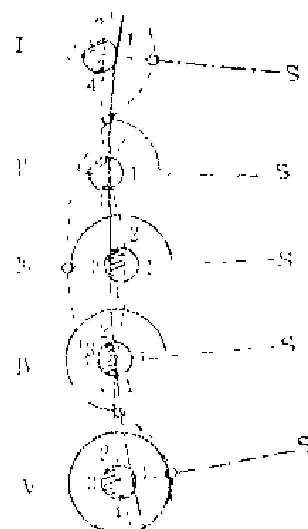


图8-9 地月运行图

Ⅰ——新月 Ⅱ——上弦
Ⅲ——满月 Ⅳ——下弦
Ⅴ——新月 S——太阳

第二节 潮汐现象

要掌握潮汐的变化发展规律，应从认识潮汐现象开始。

住在海边的人，每天可以看到海水的涨退。到了一定时候，海水退下去，露出了大片海滩，人们拣拾着贝类和海藻；过了一定时候，海水慢慢上涨，又淹没了海滩，潮汐的涨退具有非常明显的规律，有的地方一天涨退一次，有的地方一天涨退两次。这种在月球和太阳引潮力作用下所发生的海水周期性的涨退现象叫潮汐，它包括海面周期性的垂直涨退和海水周期性的水平流动，习惯上将前者称为潮汐，后者称为潮流。

一、潮汐基本要素

结合潮汐现象发生的过程介绍一些有关名词。图8-10是潮汐要素示意图。我们通常所说的高潮，是指海面上涨到最高的位置，而低潮则是指海面下退到最低的位置。从低潮到高潮这段时间内海面的上涨过程称为涨潮。海面达到一定高度以后，水位短时间

内不涨也不退，这种现象称为平潮。平潮的中间时就是高潮时。平潮时间一般很短，几分钟到几十分钟，各地不同，但在大河入口的地方比较长。例如，胶州湾一般在30—40分钟左右，而上海外滩公园平潮时可达二小时以上。平潮时过后，海面开始下降，叫做退潮。和涨潮的情况类似，海面下降到一定高度以后，也发生海面不退不涨现象，叫做停潮。停潮的中间时就是低潮时。停潮过后，海面又开始上涨。这样周而复始地运动着。

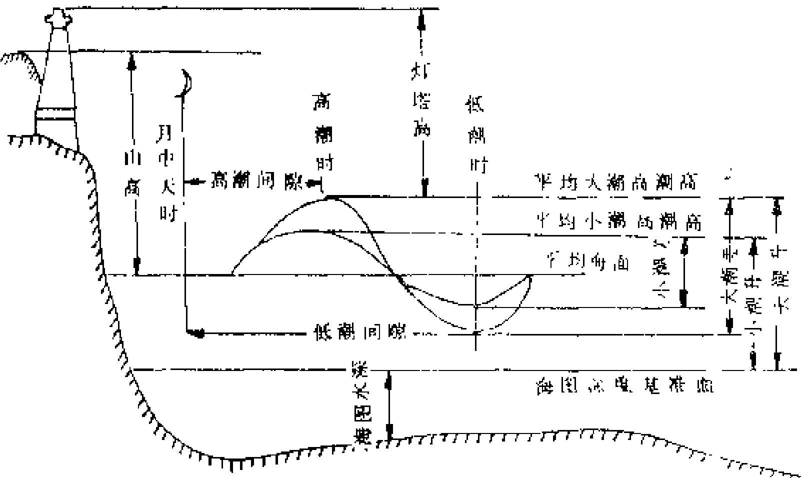


图8-10　潮汐图解

海面周期性的升降，是沿着某一个面作上下振动，这个面就叫平均海面，它是由长期观测记录算出来的。海图深度基准面或陆上高度计算，都根据平均海面来确定。

潮高是从潮高基准面算起的。所谓潮高几米，即指潮水距潮高基准面的高度。潮高基准面一般与海图深度基准面相同，某地某时潮高加上当地海图水深便得某地某时实际水深。但是目前有些港口的海图深度基准面与潮高基准面不尽一致，使用时应予订正。求水深，可采用下式：

某时某地实际水深＝当地海图上印出的水深＋该时潮高＋（当地海图深度基准面－潮高基准面）。

还有一些港口，当地习惯基准面（如水尺零点）与潮高基准面也不尽一致，使用潮汐表时，应加一个订正值。图8-11是潮高基准面与海图深度基准面不一致的例子。

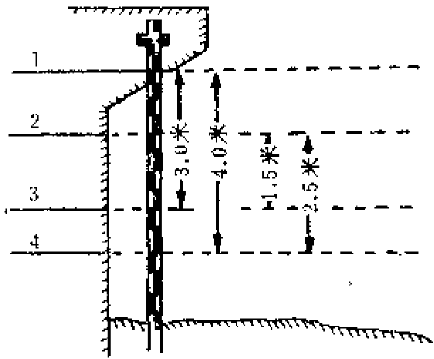


图8-11　潮高基准面与海图深度基准面示意图
1．某时潮高　2．平均海面　3．潮高基准面　4．海图深度基准面（或水尺零点）

高潮高就是指高潮面到潮高基准面的距离，低潮高是指低潮面到潮高基准面的距离，而高潮面与低潮面的垂直距离叫做潮差。

高潮间隙为月中天到第一个高潮时为止的时间。假使地球上全部是水，而且每个地方深度都相同，则当地月中天时间即为高潮时间。但实际上不是如此，地球上不全部是水，各处水深也不相同，有摩擦作用，海水流动时会受到地形的阻碍，因此，一个地方高潮时间常在月中天时间以后，这段时间称为高潮间隙。低潮间隙为月中天到第一个低潮时为止的时间。高潮间隙和低潮间隙两者合称为月潮间隙。把高潮间隙（低潮间隙）加以平均，取平均值，就叫平均高潮间隙（低潮间隙）。每个港口的平均高潮间隙随各地而不同。平均高潮间隙和平均低潮间隙一般相差6小时12分（半日潮港）。

潮升是指高潮的平均高度。大潮升为大潮时高潮的平均高度，小潮升为小潮时高潮的平均高度。

潮龄就是朔望到发生大潮的这段时间间隔，以天数表示。一般大潮发生在朔望后一、二天，但由于各港口的地形不同而有所差别。

为了便于有关各部门的使用，在《潮汐表》和海图上常载有：大潮升、小潮升、平均高潮间隙、平均低潮间隙和平均海面等量值，这些量值统称为潮信常数。

二、潮汐类型

潮汐的涨退现象是因时因地而异的，但是从涨退周期来说，却可以分为四种类型（图8-12、8-13、8-14、8-15）。

（一）正规半日潮

在一个太阴日内发生两次高潮和低潮，两个高潮和两个低潮的高度都相差不大，而涨退潮时也很接近，如杭州湾墩浦和巴拿马等。

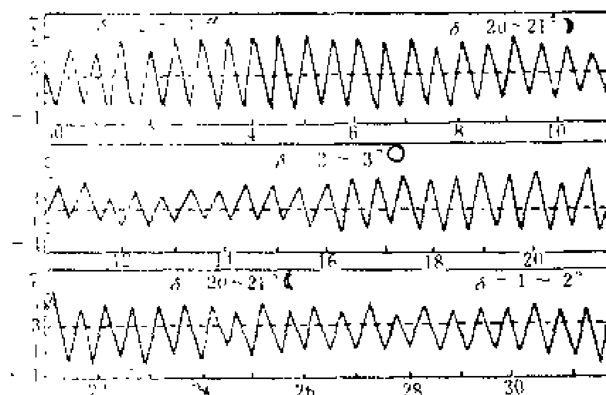


图8-12　杭州湾墩浦潮位过程曲线（正规半日潮）

（二）全日潮

其最主要的特点是在半个月中有连续1/2以上天数是日潮，而在其余日子则为半日潮。我国南海有许多地点（北部湾、红岛、德顺港等）潮汐涨退情况，都属于全日潮类型，其中北部湾是世界上最典型的全日潮海区之一。

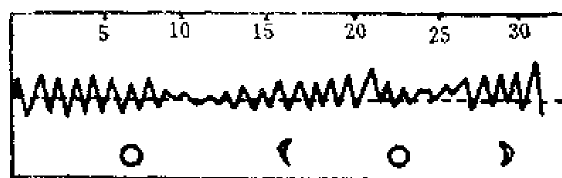


图8-13　南海红岛日潮曲线

（三）不正规半日潮

它基本上还具有半日潮的特性，但在一个太阴日内相邻的高潮或低潮的潮位相差很大，涨潮时和退潮时也不等，如浙江镇海港和亚丁湾。

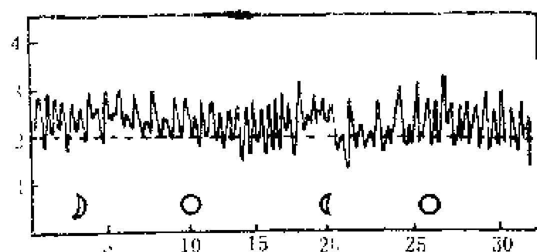


图8-14　浙江镇海潮位过程曲线（不正规半日潮）

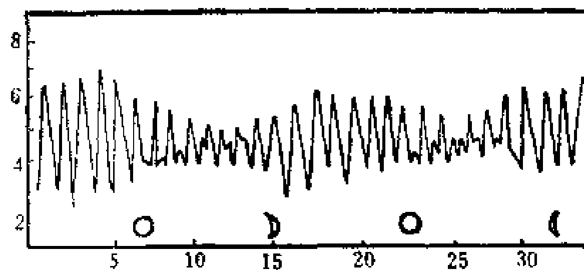


图8-15　马部加岬不正规日潮曲线

（四）不正规日潮

在半个月中，日潮的天数不超过7天，其余天数为不正规半日潮。如鄂霍次克海的马部加和南海暹罗湾等。

第三节　潮汐产生原因——引潮力

海洋潮汐是由天体的引潮力所产生的。天体的引力与惯性离心力的合力叫做引潮力。

一、引力的性质

为了说明问题方便起见，先把地-月作为一个引力系统，看看作用在地球上的力有几个。首先是月球引力。月球对地球上单位质量物体的引力，根据牛顿万有引力定律，它与地、月两球的质量成正比，与它们距离的平方成反比。不同地点的水质点所受到的月球引力大小不同，离月球近的受力大，反之则小，而方向都指向月球，彼此不平行（图8-16）。

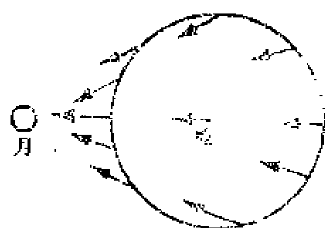


图8-16　月球引力分布图

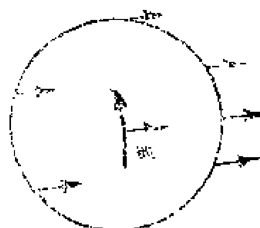


图8-17　惯性离心力分布图

若以M表示月球质量，以E表示地球质量，R表示地月中心距离，则地球和月球之间的引力为：

$$f = k\frac{M\cdot E}{R^2}\qquad k\text{为万有引力系数}$$

设月球中心至地球表面任一点P的距离为x，则地球表面P点处，单位质量的物体所受到的月球引力为：

$$f_p = k\frac{M\cdot 1}{x^2} = g\frac{M}{E}\cdot\frac{r^2}{x^2}\qquad r\text{为地球平均半径}$$

故对地球上各点来说，这个力的大小和方向均不相同，它的大小取决于该点到月球的距离。

地、月既然相互吸引，可是月亮并没有落到地球上；地球也不会向月球靠近，而是千百年来各自沿着自己的轨道运动，这是什么原因呢？原来还有一个力在起作用，这个力叫惯性离心力。

二、惯性离心力的性质

人坐在公共汽车里，当汽车拐弯时，就会觉得有一股向外摔的力量，这个力就是由于转动所产生的惯性离心力。再如，有一个人坐在转动圆盘上，手里抱一个球，当圆盘转动时，这个人必须不停地把球拉向自己，否则球就要跑掉。由于圆盘的转动，作用在球上的力就叫惯性离心力。那么，由于地月运动，地球上各点惯性离心力如何呢？

（一）地球绕公共质心的平动运动

一个作平动的物体，在运动过程中，该物体上任何两确定点的连线，必须始终保持平行，平动不只限于物体作直线运动，也可以是圆运动。要满足既是圆运动又是平动的重要条件是：物体各点不能同时围绕某一点作圆运动，即各点必须以相同的半径围绕各自的中心作圆周运动。图8-18有助于我们理解这点。图中M点以MM'为半径绕M'作圆运动时，A、B两点以和MM'相同的半径分别绕A'和B'作圆运动。前面已经指出地月公共质心位在地球内部，距地球中心0.73倍地球半径处。月球中心以一个月周期绕地月公共质心公转一周时，为了平衡，地心也必须以一个月周期绕地月公共质心运动。由此可知地心以$0.73r$为半径在作近似的圆运动。根据平动的要求，地球上其它各点也必须以$0.73r$为半径分别绕其各自的圆心作圆运动。

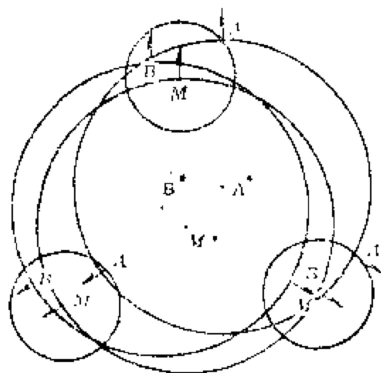


图8-18 平动所产生的惯性离心力

（二）作用在地球上各点的惯性离心力

惯性离心力的大小可用$mr\omega^2$来表示，在质量和角速度ω相等时，由于地球上各点均作$0.73r$为半径的圆运动，因此惯性力的大小必相等。下面求地心点处的惯性离心力。我们可以把地球看作一个全部质量集中在地心的一个质点。如果地球不作平动，月球的引力将会把地球吸引过去，但实际情况并不如此，因此，可以料想在地心处必存在一个与地球引力大小相等，方向相反的力，这就是地心点所受的惯性离心力。如果以f_E表示月球对地心单位质量物体的引力，则：

$$f_E \cdot E = k\frac{M \cdot E}{R^2}, \qquad f_E = k\frac{M}{R^2}$$

亦即地心点所受惯性离心力的大小。

现在来看各点所受惯性离心力的方向。先看地心点所受惯性离心力的方向。因为地月公共质心一定位在地心与月心连线上，而且地心以$0.73r$为半径绕公共质心作圆运动，因此地心所受的惯性离心力的方向是背离月球的，即与地心点引力方向相反。地球上其它各点在平动时都作同步的圆运动，所以各点的惯性离心力均和地心点所受的惯性离心力方向成平行，而且方向也是背离月球(图8-17)。

图8-19中，M为月球，E为地球中心。地心E以EG为半径，以一月为周期作相对运动，E点的惯性离心力为EN'。这时，地球表面任意一点Z以G'为中心，以ZG'(等于EG)为半径，以一月为周期作圆周运动，Z点的惯性离心力为ZK'。因为E点和Z点的旋转半径和速度均相等，故惯性离心力EN'和ZK'大小相等，方向背离月球，而且互相平行。地球的中心如果移到E'，这时Z移到Z'，月球虽然在M'的方向，但惯性离心力也相应地改变为$E'N''$和$Z'K''$，它们仍然是大小相等，互相平行，与月球的方向相反。

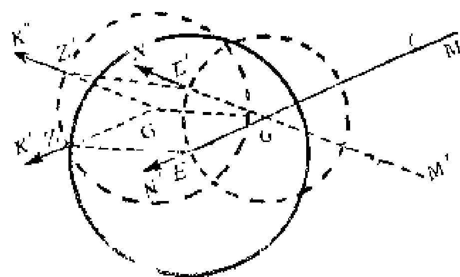


图8-19 地月系统作相对运动时产生的惯性离心力

关于惯性离心力的方向还可用图8-20来说明：地球绕地月公共质心G旋转的时候，只有E点是以G为中心，其它各点就不是以G为中心。p_1以G_1为中心，q_1以G_2为中心。但它们所作的小圆的半径都一样，都等于地心到公共质心的距离，即等于$0.73r$。由图看出，惯性离心力彼此平行。至此，我们可以得出结论：因为地球的月运动为平动，地球上各点惯性离心力的大小均相等，方向也均相同，互相平行，并指向月球对地心引力的相反方向。

三、引潮力的性质

引潮力的定义为：引力与惯性离心力的合力。图8-21表示地球上各点的引潮力，是月球对地球表面上任意一点海水的引力和那一点上海水绕地月公共质心旋转而产生的惯性离心力相结合的产物。引潮力的大小和方向就是这两个力的矢量和。

引潮力的性质还可用图8-22、8-23来说明：图中月球作用于地球中心E点（单位质量）上的引力为$k\frac{M}{R^2}$，以直线EN表示。月球对地面上任一单位质量P点的引力用直线PQ表示。引力与地月距离平方成反比，图8-22中，由于P点比地球中心距月球为近，因此，PQ就比EN长；图8-23中，P点比地心距月球为远，故PQ比EN小。根据力学平行四边形定律，力PQ可分解为两个分力，一个分力取与EN平行且相等的力PK，另一个分力则为PL。PK的力使P点以一个月为周期作圆周运动而消耗掉，即与惯性离心力相抵消。另一个分力PL就是使P点发生潮汐的力，这个力就叫引潮力或起潮力。所以引潮力另一定义为：月球对该点单位质量的引力减去月球对地球中心单位质量的引力。

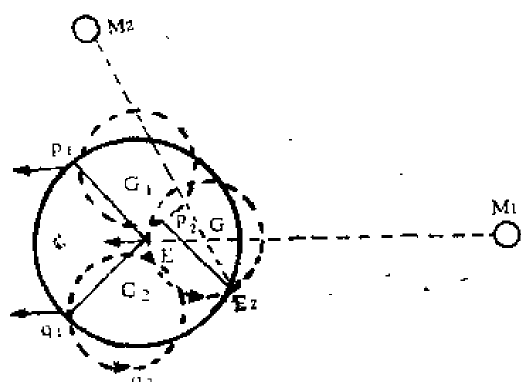


图8-20　月、地绕其公共质心旋转时惯性离心力的方向

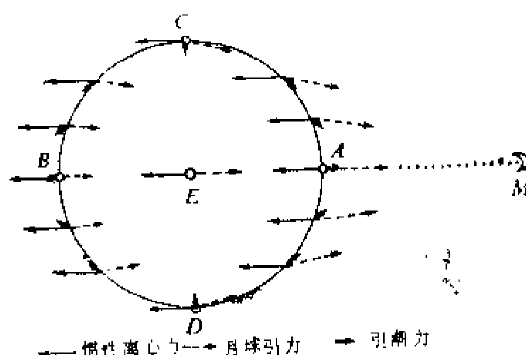


图8-21　月球引力、惯性离心力和引潮力的分布

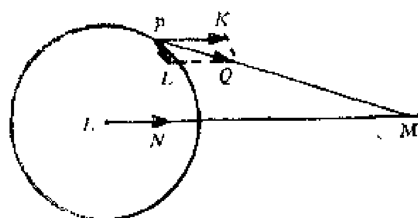


图8-22　引潮力

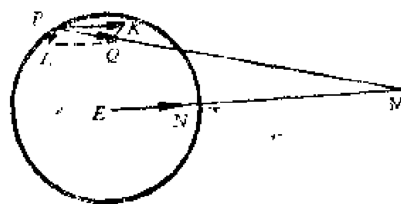


图8-23　引潮力

根据引潮力的定义，可以求出地球表面上各点引潮力的大小和方向。图8-24和图8-25中

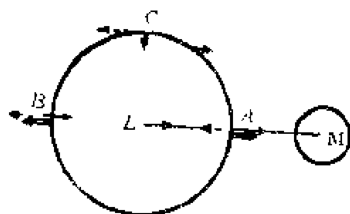


图8-24 引潮力大小和方向

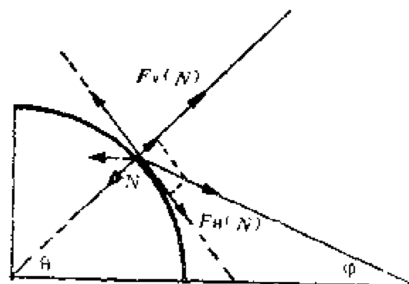


图8-25 引潮力图解

(1) A点： $$F_A = k\frac{M\cdot 1}{(R-r)^2} - k\frac{M\cdot 1}{R^2} = 2k\frac{Mr}{R^3} \qquad (8\text{-}1)$$

(2) B点： $$F_B = k\frac{M\cdot 1}{(R+r)^2} - k\frac{M\cdot 1}{R^2} = -2\frac{kMr}{R^3} \qquad (8\text{-}2)$$

(3) C点：水平分量 $$F_{H(C)} = k\frac{M\cdot 1}{L^2}\sin\varphi - k\frac{M\cdot 1}{R^2} = 0$$

垂直分量 $$F_{V(C)} = k\frac{M\cdot 1}{L^2}\cos\varphi - 0 = k\frac{Mr}{R^3} \qquad (8\text{-}3)$$

(4) D点： $$F_{H(D)} = 0$$

$$F_{V(D)} = -k\frac{M\cdot r}{R^3}, \qquad (8\text{-}4)$$

(5) 任意点N： $$F_{H(N)} = k\frac{M\cdot 1}{L^2}\sin(\theta+\varphi) - k\frac{M\cdot 1}{R^2}\sin\theta$$

$$= \frac{3}{2}\frac{kMr}{R^3}\sin 2\theta \qquad (8\text{-}5)$$

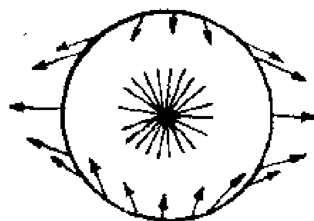
$$F_{V(N)} = k\frac{M\cdot 1}{L^2}\cos(\theta+\varphi) - k\frac{M\cdot 1}{R^2}\cos\theta$$

$$= k\frac{Mr}{R^3}(3\cos^2\theta - 1)$$

或 $$= k\frac{3Mr}{R^3}\left(\cos^2\theta - \frac{1}{3}\right)$$

或 $$= \frac{3}{2}\frac{kMr}{R^3}\left(\cos 2\theta + \frac{1}{3}\right) \qquad (8\text{-}6)$$

由此可以得出地球表面月球引潮力的分布图(如图8-26)。假定地球上布满海水，深度相等，在引潮力作用下，就形成一个潮汐椭球。


图8-26 引潮力分布图

同样，太阳引潮力也可以写为：

(1) A点： $$F'_A = 2\frac{kSr}{R'^3} \qquad (8\text{-}7)$$

(2) B点： $$F'_B = -2\frac{kSr}{R'^3} \qquad (8\text{-}8)$$

(3) C 点：$F'_{H(C)} = 0$

$$F'_{V(C)} = \frac{kSr}{R'^3} \qquad (8\text{-}9)$$

(4) D 点：$F'_{H(D)} = 0$ ，

$$F'_{C(D)} = -\frac{kSr}{R'^3} \qquad (8\text{-}10)$$

(5) 任意点N： $F'_{H(N)} = \frac{3}{2}\frac{kSr}{R'^3}\sin 2\theta' \qquad (8\text{-}11)$

$$F'_{V(N)} = \frac{kSr}{R'^3}(3\cos^2\theta' - 1)$$

$$\text{或} \quad = \frac{3kSr}{R'^3}\left(\cos^2\theta' - \frac{1}{3}\right)$$

$$\text{或} \quad = \frac{3}{2}\frac{kSr}{R'^3}\left(\cos 2\theta' + \frac{1}{3}\right) \qquad (8\text{-}12)$$

式中：S——太阳质量；R'——地心到太阳中心的平均距离。

由引潮力公式，来比较太阳引潮力与月球引潮力的大小：

$$\frac{F_V}{F'_V} = \frac{M}{S}\left(\frac{R'}{R}\right)^3 \qquad (8\text{-}13)$$

因$S = 333400E$，　$R' = 23484r$，　$E = 81.5M$，

$R = 60.3r$，所以$F_V = 2.17F_V'$。就是说，月球引潮力是太阳引潮力的 2.17 倍。因此在近似地讨论潮汐现象时，仅用月球引潮力，而忽略太阳引潮力。

通过引潮力表达式计算可知，引潮力量值很小，月球的引潮力仅是重力的千万分之0.56到1.12，而太阳引潮力只是重力的千万分之0.26到0.52。地球上各点所受到的引潮力因地而异，与此同时，运动着的地球、月球和太阳相对位置也出现多种变化周期，因此，海洋中的水体将产生多种周期组合在一起的复杂的周期性波动。这种波动在月球和太阳的引潮力场作用下，在海陆分布、海洋深度、海岸的形状等因子的影响下，潮高因时因地而异且作周期性的变化。

从海水运动的观点来说，垂直引潮力仅减轻海水的重量，因而引起海水运动的主要原因是水平引潮力。图8-27 是月球位于天球赤道上时，地面上各点水平引潮力的分布及其相对值的大小。从图上可以看出，当月球位于赤道上，即月赤纬为零，月球引潮力与通过地轴的一个平面对称。由于地球的自转，在所有纬度上，在一个太阴日内，引潮力均具有两个相等的最高值和两个相等的最低值。因此，对地球上的一个观察者来说，月球引潮力场在12平太阴时(12.42平太阳时)内，变化一个周期。当月球赤纬不为零，引潮力场便不和上述平面对称，在赤道上引潮力仍然维持每天两个相等的最高值，但在其余所有的纬度上，则在24.84太阳时内、两个最高值并不相等，其中一个比另一个更为显著。

综上所述，对引潮力的性质可得出以下各点：

(1) 引潮力的量值与天体的质量成正比，而和天体到地球中心距离的三次方成反

比。太阳的质量约为月球的质量的2717万倍。但日地间距离约为月地间距离的389倍，故其引潮力反而小。月球引潮力约为太阳引潮力的2.17倍。可见，海洋潮汐现象主要是由月球产生的。

（2）从图8-28可以看出，月球引潮力的垂直分量在*A*、*B*两点达最大值，约为1.15×10^{-7}g，但方向相反，而在*C*、*D*两点垂直引潮力指向地心，量值约为*A*、*B*两点之半。

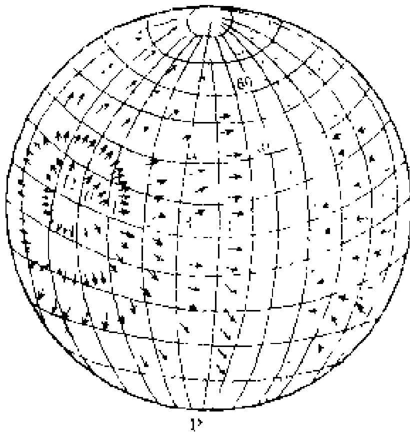


图8-27 水平引潮力的分布图

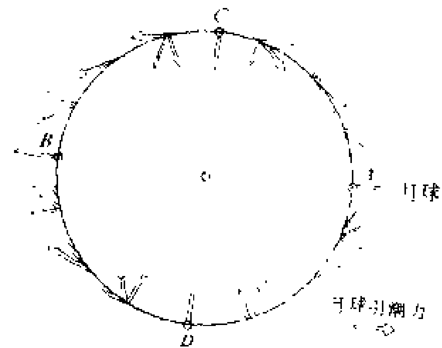


图8-28 经过地月中心连线这一平面上引潮力及其分量示意图

（3）从图8-29中看出，月球引潮力的水平分量在*A*、*B*、*C*、*D*点为零，而在*F*、*G*、*H*、*K*达到最大值。在月球赤纬为零时，月球引潮力的水平分量与地轴或赤道成对称分布。这些水平分量在一个半球上都指向*A*，而在另一个半球上都指向*B*。当月球赤纬不为零时，月球引潮力对地轴或赤道的分布便不对称。

（4）在地球中心由于受到的月球引力与惯性离心力量值相等，方向相反，则地球中心处受到的月球引潮力为零。

（5）太阳引潮力在地球上的分布规律，除了力的坐标系统固定地朝向太阳中心外，无论垂直分量或水平分量都和月球引潮力对应分量的分布情况相似。

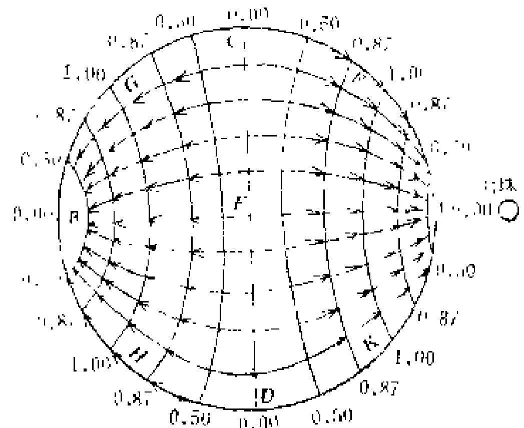


图8-29 水平引潮力分布图

（6）当地球绕地轴自转的时候，地面上各点的引潮力将出现周期性变化。而且由于天体的不断运动，引潮力具有很复杂的周期性变化。

第四节 平衡潮理论

上节我们只讨论了引潮力，但在引潮力作用下，如何产生潮汐呢？这一问题，现在有两种理论，即平衡潮理论和动力理论。由平衡潮理论所求出的潮汐，称为平衡潮。

一、平衡潮概念

平衡潮理论系由牛顿在1687年首创，它假定：(1)地球完全被等深的海水覆盖，海底平坦；(2)海水没有惯性；(3)忽略柯氏力和摩擦力。在这些假定下，某一时刻引潮力，在压强梯度力和重力平衡时，海面保持稳定状态所求得的潮汐，即为平衡潮。

在没有引潮力作用时，重力与压强梯度力相平衡，海面为一圆球形状，海水的深度处处相等，处于相对静止状态，所以没有潮汐涨退。但当考虑引潮力的作用时，情况便不同了。此时需要引潮力、压强梯度力和重力三个力相平衡，才能使海面保持稳定，而这只有当海面重新调整，使它与引潮力和重力的合力相垂直时，才有可能(图8-30)。这样一来，海面便将发生形变。由前面的讨论可知，地球上和月球相距最近和最远的那两点，引潮力的作用使重力加速度减小，反之，对于地球上通过地心，并和地月中心连线成直角的那些点来说，引潮力使重力加速度增加。因此，只有在和月球相距最近及最远这两点上的海面稍稍升高，而在两点正中间地方的海面稍稍低落时，海面才能重新达到稳定，如图8-31所示。由于引潮力的作用，使原来的球形海面(图中用虚线表示)变为椭球形状，由于这一形变的结果，一些地方的海面比较原来的高，而另一些地方的海面，则又较原来海面为低，形成所谓"潮汐椭球"。由于地球的自转，一固定地点的海面便将发生周期性的涨退，形成潮汐。

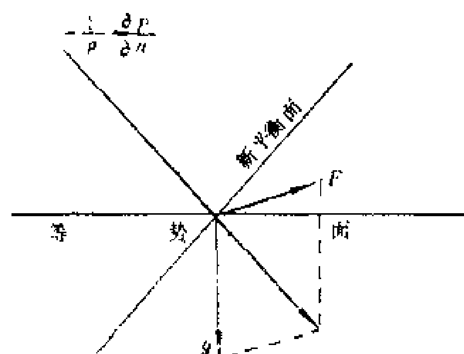


图8-30 引潮力所引起的海面形变

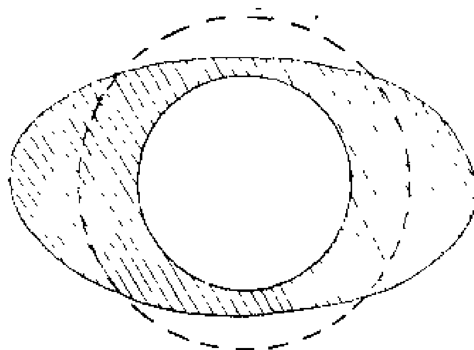


图8-31 平衡潮力的平衡

二、潮汐椭球与潮汐周期现象

根据平衡潮理论，在引潮力的作用下，海面呈椭球状，形成潮汐椭球。由潮汐椭球的概念，解释几种潮汐的周期现象。

(一) 半日周期潮

假定月球在赤道上空，即月球赤纬为零，这时的潮汐为椭圆形，如图8-32所示，它的长轴指向月球。这时，如有一观察者站在A处，就可以看到高潮。因为地球的自转，经过四分之一天，观察者到了A_1，可看到低潮。又过了四分之一天，来到A_2，又看到高潮。再经过四分之一天，来到A_3，又看到低潮。再过四分之一天，回到原处，重见高潮。经过一天，看到了两个高潮和两个低潮，这就是半日周期潮。由图可以看出，高潮高相等，低潮高也相等，从高潮到低潮和从低潮到高潮的时间也相等，都等于6时12分。

（二）潮汐日不等现象和日周期潮

由于月球绕地球公转时，赤纬有周期变化，所以就发生了潮汐日不等现象。图8-33表示日潮不等的潮汐曲线。

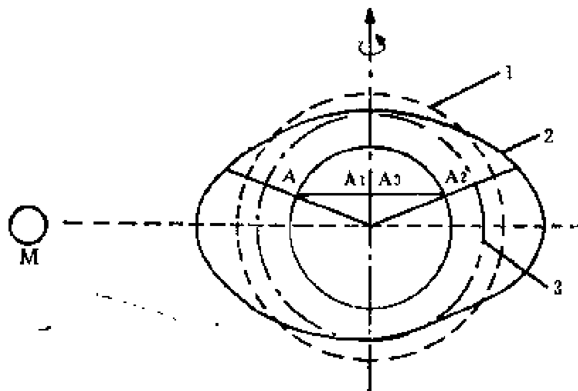


图8-32 半日周期潮
1. 原水面 2. 潮汐椭球 3. 低潮面

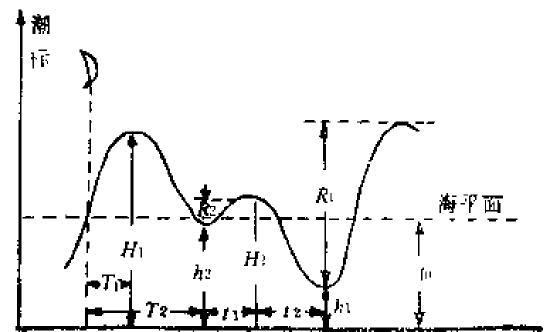


图8-33 日潮不等的潮汐曲线
H_1高高潮 H_2低高潮 T_1高潮间隙
T_2低潮间隙 h_1低低潮 h_2高低潮
t_1涨潮时 t_2退潮时 A_0平均海面
R_1、R_2潮差

图8-34表示月球到达赤纬最北时所引起的潮汐椭圆。观察者在Z点时，可观测到第一次高潮。由于地球的自转，经若干时间后来到Z_1，这时低潮。到了Z_2的位置上，又观察到第二次高潮，但其潮高比第一次的为低。这样，当月球赤纬不为零的时候，一天中的两次高潮，在潮高上(两个潮差)就不相等了。其次涨、退潮时间也不等，从图中可以看出：$\widehat{ZZ_1} > \widehat{Z_1Z_2}$，即从高潮到低潮和从低潮到高潮的时间不相等。

在高纬度地方，当月球赤纬不为零的时候，潮汐就失去了半日周期的特性而显现出日周期潮的特性。例如图8-34中的C点，就是在一日之中只有一次高潮和一次低潮。

（三）大潮和小潮

海洋潮汐不仅是月球所引起的，太阳也能起到一定的作用。所以月球和太阳在空间上相应位置的周期变化，使潮汐大小也会发生周期变化。图8-35表示朔望大潮，这时太阳和月球在一直线上。在太阳和月球的直射点和对蹠点处，由于太阳和月球的潮汐椭圆长轴的指向相同，这时水位升降达最大值，因而出现大潮。

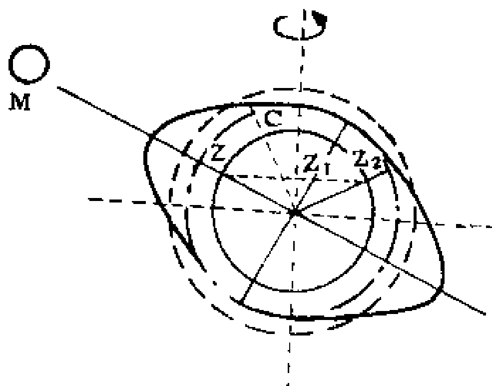


图8-34 日潮不等和日周期潮

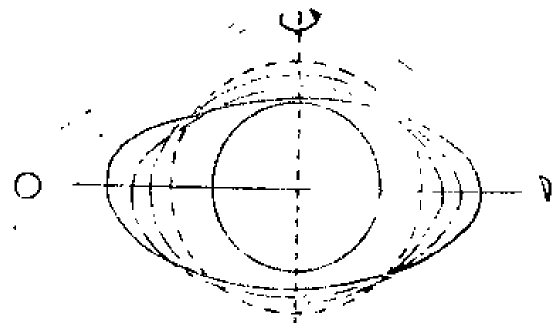


图8-35 大潮
—·—·—表示太阳潮汐椭圆
—·—·—·表示月球潮汐椭圆
表示日月合成潮汐椭圆
---------→表示原水面

图8-36表示月球和太阳成直角时的潮汐，这时两者椭圆的长轴位于互相垂直的位置，所以潮汐变小了，出现小潮。

(四)半月周期潮、月周期潮和年周期潮

月球从朔望位置到与太阳成为直角的位置，以及从直角位置到朔望位置所引起的潮汐大小变化，其周期为半个月，所以在半月中潮高不等。

此外，还有月不等与年不等现象。月球绕地球旋转的轨道为一椭圆，地球位于其内一个焦点上。月球位于近地点，即离地球最近(约为地球半径的57倍)时的引潮力，比位于远地点，即离地球最远(约为地球半径的63.7倍)时的引潮力大40%。所以一个月中潮汐大小将有变化。同样，在一年周期中，当太阳距地球最近时(近日点)，其引潮力要比远日点大10%，这样使潮汐大小有年周期的变化。

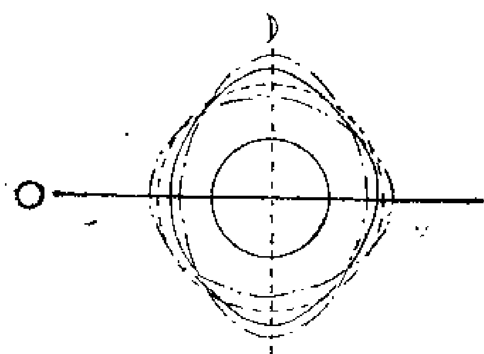


图8-36 小潮

—·—·—表示太阳潮汐椭圆

—·—·表示月球潮汐椭圆

———表示日月合成潮汐椭圆

------>表示原水面

(五)多年周期

白道面和黄道面的交角平均为5°8′，和赤道面的交角最大为28°35′，其变化周期为18.61年。这一现象对潮汐的长周期变化极为重要。

春分点沿黄道缓慢地向西移动，这种现象叫岁差。岁差的数值一年内大约等于50″.2，故岁差周期近似等于26 000年。也就是说，大约两万六千年内，春分点在黄道上移动一周，又回到原来的位置。所以，对于太阳引潮力来说，还有大约26 000年变化。

三、平衡潮潮高公式

(一) 引潮力势

在物理学上，移动单位质量物体，沿着力的反方向，从这个力为零的地点至某一点克服这个力所作的功，叫做该点的力势。假如这个被克服的力是引潮力，则称做为引潮力势。如若物体的移动方向与力的方向互相垂直，则该力不作功。月球引潮力为垂直和水平两个分量，按以上力势的定义，自地心(引潮力为零)移动单位质量物体至地表面任一点，移动方向与水平引潮力垂直，只有垂直引潮力分量作功，于是该点的引潮力势，即

$$月球引潮力势\Omega=-\int_0^r\frac{kMr}{R^3}(3\cos^2\theta-1)\mathrm{d}r$$

$$=-\frac{kM}{R^3}(3\cos^2\theta-1)\int_0^r r\mathrm{d}r$$

$$=-\frac{1}{2}\cdot\frac{kMr^2}{R^3}(3\cos^2\theta-1) \qquad (8-14)$$

(二) 平衡潮潮高公式

在物理学上，势能$=mgh$，当$m=1$克时，则势能$=gh$，与引潮力势比较就得：

$$gh = \frac{3}{2} \cdot \frac{kMr^2}{R^3} (\cos^2\theta - 1/3) \qquad (h\text{为海水上升的高度})$$

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{kMr^2}{R^3 g} (\cos^2\theta - 1/3)$$

又 $F = mg = \frac{kEm}{r^2}$ $\quad (\because m = 1), \therefore g = \frac{kE}{r^2}$

代入 $$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{M}{E} \cdot \frac{r^4}{R^3} (\cos^2\theta - 1/3) \tag{8-15}$$

当r为地球的平均半径，而R取平均距离时，则

$$h = 0.178(3\cos^2\theta - 1) \tag{8-16}$$

当 $\theta = 0°$时， $h = 2 \times 0.178 = 0.356$米

当 $\theta = 90°$时， $h = -0.178$米

从上面所得的结果，在理论上来看，如果全地球面皆为海水，且其深度相等，则潮汐将使海面成为回转椭球体，所绕的长轴是在月球中心与地球中心的连线上，而长轴之长和短轴之长为：

半长轴 $= r + 0.356$， 半短轴 $= r - 0.178$。

半长轴之长比平均半径多0.356米，而半短轴之长比平轴半径短0.178米，把它们比较之，就得：$0.356 + 0.178 = 0.534$米，这就是太阴最大潮差应为0.534米。

太阳平衡潮依上式同样可得：

$$h' = \frac{3}{2} \frac{S}{E} \frac{r^4}{R'^3} (\cos^2\theta' - 1/3) \tag{8-17}$$

即 $$h' = 0.0823(3\cos^2\theta' - 1) \tag{8-18}$$

当 $\theta' = 0°$时， $h' = 2 \times 0.0823 = 0.165$米

当 $\theta' = 90°$时， $h' = -0.0823$米

所以太阳潮最大潮差应为$0.165 + 0.0823 = 0.247$米。太阴潮的最大潮差与太阳潮的最大潮差之和为$0.534 + 0.247 = 0.78$米。就是由月球和太阳所产生的最大潮差不超过0.8米。但实际情况，由于地球表面不全为海水所包围、大陆隆起，海底深浅不一，加上气象因素，故狭窄的海湾潮差特别大，在我国杭州湾澉浦大潮差达8.0米(最大达8.9米)。在地球上其他海湾，潮差达8米以上的也很多，如芬地湾最大达18—21米。

（三）平衡潮潮高公式讨论

在图8-37中：N为北极，M_1P_1为赤道，M为月球，M'为月球光照地方，φ为验潮站P点的纬度，在北半球为正，南半球为负。$NM'M_1$为过M'的时圈，NPP_1为过P点的时圈，t为M在P点的月球时角，西为正，东为负。δ为M赤纬，北为正，南为负，θ为月球天顶距，也就是天顶角。$M'P = \theta$，$NP = 90° - \varphi$，$NM' = 90° - \delta$。在球面三角形$M'PN$中，太阴平衡潮潮高公式可以利用球面三角公式展开

$$h_M = \frac{3}{2} \frac{Mr^4}{ER^3} \left[\frac{3}{2} \left(\sin^2\varphi - \frac{1}{3}\right)\left(\sin^2\delta - \frac{1}{3}\right) + \frac{1}{2} \sin 2\varphi \sin 2\delta \cos t \right.$$

$$\left. + \frac{1}{2} \cos^2\varphi \cos^2\delta \cos 2t \right] \tag{8-19}$$

由式(8-19)可看出，太阴平衡潮潮高由三项组成，若以：

$$h_0=\frac{3}{2}\frac{M}{E}\frac{r^4}{R^3}\left[\frac{3}{2}\left(\sin^2\varphi-\frac{1}{3}\right)\left(\sin^2\delta-\frac{1}{3}\right)\right] \tag{8-20}$$

$$h_1=\frac{3}{2}\frac{M}{E}\frac{r^4}{R^3}\left(\frac{1}{2}\sin 2\varphi\sin 2\delta\cos t\right) \tag{8-21}$$

$$h_2=\frac{3}{2}\frac{M}{E}\frac{r^4}{R^3}\left(\frac{1}{2}\cos^2\varphi\cos^2\delta\cos 2t\right) \tag{8-22}$$

则：

$$h_\psi=h_0+h_1+h_2 \tag{8-23}$$

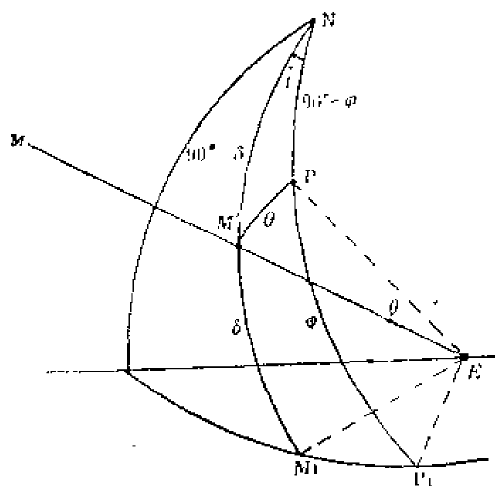


图8-37 月球赤纬与平衡潮

在这三项中，h_1这一项与$\cos t$成比例，这表示，在一个太阴日内，它变化一个周期，且于月上中天出现最大值，月下中天出现最小值，故这一项所代表的乃是全日潮。h_2这一项与$\cos 2t$成比例，这表示，在一个太阴日内，它变化两个周期，且于月上、下中天均出现最大值，故h_2这一项所代表的，乃是半日潮。h_0这一项与t无关，故具有长周期的特性。

从潮高公式中可以看出：

（1）半日潮随月球赤纬的增大而减小。全日潮随月球赤纬的增大而增大；赤纬为零时，全日潮为零，半日潮则最大，此时，地球上各点均为正规半日潮。

（2）当月球赤纬不为零时，则除赤道外，地球上各点半日潮和全日潮同时存在，叠加的结果，便出现日不等现象；随着赤纬的加大，日不等现象也加大，最后成为一天一回潮。

（3）当赤纬最大的时候，日不等现象最显著，此时半日潮最小，日潮最大，平均潮差小，这就是回归潮，随着赤纬接近零，日不等现象也随之减小，当赤纬为零时，日不等现象最小，而平均潮差最大，这就是分点潮。

（4）潮高与月地距离的三次方成反比，因之近地点时潮差最大，远地点时潮差最小，出现潮汐的月周期（太阳潮也有年周期出现）。

上述结果，与根据潮汐椭球定性讨论所得出的结论，完全相符，但潮高公式进一步指出了数量关系。

（四）平衡潮理论的缺点

平衡潮理论有许多假定，与实际海洋潮汐现象不符，它的缺点在于：

（1）它完全没有考虑海水的运动，事实上，当月球赤纬改变时，海水必将产生运动，否则一个潮高面是不可能在地面上移动的。

（2）它所求出的最大潮差为78厘米，这一结果，与大洋的实际潮差相近，但与浅海地区的潮差相差较大。在浅海，潮差可达几米，甚至二十几米。

（3）按照平衡潮理论，赤道上永远不会出现全日潮，低纬度地区也以半日潮占优势。实际上许多赤道和低纬度地区，均有日潮出现。

（4）平衡潮理论既然完全没有涉及海水的运动，因此它无法解释潮流这一重要现

象。

(5) 在一些半封闭的海湾中，常常出现没有潮汐涨退的无潮点，并且，同潮时线绕无潮点顺或反时针向旋转，两岸的潮差不等，而平衡潮理论则无此结论。

针对上述缺点，许多学者从海水运动观点出发，讨论在引潮力作用下潮汐形成问题，建立了潮汐的动力理论。

(五) 假想天体和分潮

平衡潮理论虽有缺点，但可以解释许多潮汐现象，并且可以根据实测资料，用调和分析的方法，进行准确的潮汐预报。调和分析法是建立在假想天体和分潮概念基础上的，为此，这里先讲假想天体和分潮的基本概念。

由于月球和太阳的位置在不断地改变，它们对于地球的距离也在不断地改变，它们在各自轨道上围绕日、地、月三体的公共质心在运动，因此月球和太阳相对于地球的运动是十分复杂的，它们的运动又具有这么多的周期，而且在同一类周期里还有长和短，参差不一。人们为了计算日、月引潮力和相应的地球潮汐，把地、月、日相对运动所具有的复杂周期，看作是由许许多多恒定不变的简单周期叠加的结果，而且假设与每一个这样简单周期都对应有一个天体，即"假想天体"。前面提到过的"平太阳"也就是一个假想天体。又以和潮汐关系最密切的月球来说，可以设想在天球上有许多运动速度各异，并且和地球的距离各不相同的"假想月球"，它们围绕地球运动的轨道却是一个正圆而不是椭圆。所有这些假想月球对地球的引潮力，合起来却和实际月球的引潮力相同。例如，人们假想一个理想的月球(称它做 M_2)，它的周期和月球的周期相同，但 M_2 是位在赤道平面上的，并且它对地球公转的轨道是一个圆周，地球就在这个圆的圆心，因此，它每时每刻的运动速度和距地球的位置，都是相同的。对于天球上的太阳也可照此办理。这样一来，我们可以假定由真正天体对潮汐所引起的每一种变化，都不是天体本身作用，而是由另外一个或几个假想天体所产生的潮汐。这些假想天体对海水所引起的潮汐，称为分潮。

从理论上讲来，分潮的数目是很多的，但大部分影响不大。大量的观测表明，在一般情况下，对于在一个不很长的时间里(例如一年半载，十年八年或者几十年)的潮汐变化来说，只要采用近百个分潮，便可以相当准确地推算实际潮汐。实用上，通常只要选用8—11个较大的分潮，也就可以得到偏差不大的结果。但是对于浅水海区，除了几个假想天体的分潮外，还要补充几个由于潮波在浅水区变形和干涉引起的"浅水分潮"。

下面列出常用的 8 个分潮和 3 个主要的浅水分潮。

表8－1 引潮力中最重要的几个分量和3个浅水分潮分量

分潮符号(即假想天体符号)	名称	周期(平太阳时)	相对振幅(取 M_2=100)
M_2	太阴主要半日分潮	12.421	100
S_2	太阳主要半日分潮	12.000	46.5
N_2	太阴椭率主要半日分潮	12.658	19.1
K_2	太阴-太阳赤纬半日分潮	11.967	12.7

续 表

分潮符号 （即假想天体符号）	名 称	周 期 （平太阳时）	相对振幅 （取M_2=100）
K_1	太阴-太阳赤纬全日分潮	23.934	58.1
O_1	太阴主要全日分潮	25.819	41.5
P_1	太阳主要全日分潮	24.066	19.3
Q_1	太阴椭率主要全日分潮	26.868	7.9
	浅 水 分 潮		
M_4	太阴浅水1/4日分潮	6.210	
M_6	太阴浅水1/6日分潮	4.140	
MS_4	太阴、太阳浅水1/4日分潮	6.103	

第五节 潮汐的动力学理论

一、动力理论的基本概念

拉普拉斯于1775年提出了动力理论，他认为：对于海水运动来说，只有水平引潮力才有重要性，而垂直引潮力所产生的作用只使重力加速度产生极微小的变化，故不重要。潮汐是在月球和太阳水平引潮力作用下的一种潮波运动，即潮汐现象是一种波动。大洋海水受到水平引潮力场的作用（图8-29）将发生流动，某处因水体的堆积而使水面上升，某处因水体流失而使水面下降，这样一来，便在理想的"地球"上，形成了水波，其最高处为波峰，当波峰到达时，发生高潮；最低处为波谷，而当波谷到达时发生低潮。因为它是引潮力场所产生的，所以叫做"潮波"。动力理论消除了静力理论的主要缺点，即关于海洋表面在引潮力和重力作用下处于静止状态这一假设。对于潮波运动的作用，除引潮力外，还有柯氏力和摩擦力。这是一种当运动发生以后才存在的力，运动一旦停止，这两个力也就消失了。因此，研究潮波在海洋中的运动，应特别考虑柯氏力及其与海底的摩擦（这在浅海更为重要），才能与实际现象相符。拉普拉斯研究了被海洋所覆盖的地球面上的海水，在引潮力、压力和柯氏力作用下潮波的运动。在求解时，分别考虑了长周期、半日和全日周期分潮三种类型的潮波运动情况。拉普拉斯在研究过程中，仍然存在略去摩擦力和不考虑地形两个缺点。但是他建立的将潮汐看作强迫振动的潮汐运动方程组，至今仍是研究潮汐理论的基础。

拉普拉斯动力理论没有考虑边界问题。爱里研究了潮波在沟渠中的运动情况，根据运动方程和连续方程得出在引潮力作用下的潮波方程。他假设沟渠是沿纬圈分布的，且位于赤道或任意纬度上，另一种情况是沟渠沿经圈分布的，分别以月球赤纬为零和不为零等几种情况进行讨论，得出沿纬圈分布的沟渠。当赤纬为零，则出现半日潮；赤纬不为零，不仅有半日潮，而且还有全日潮，其振幅还有周期的变化；月中天时刻不一定都为高潮，需视地点条件（纬度及海的深度）而定。此外，他还研究了在考虑摩擦的条件下，潮波在浅水中的传播问题。这些都是有价值的。爱里在研究中略去柯氏力，这是他的缺点之一。同时在潮波传播过程所取得的结论，若干方面在概念上是不正确的。斯特涅克和戴芳研究了类似沟渠的海区的潮波分布。

开达尔与爱里相反，在研究中略去引潮力而考虑在柯氏力作用下沟渠中潮波的运动，得出沿波动传播方向右面振幅大，左面振幅小的重要结论。后来经许多学者进一步研究指出，若沟渠为有限长(并具有一定宽度)，则将发生反射波，反射波叠加到前进波之上就形成驻波，在地转作用下，驻波绕某一节点(无潮点)旋转。

关于世界海洋中分潮波的分布，可以用数值计算或运动学的方法(作出同潮时和等潮差线)确定。

二、地形(深度和宽度)对潮波的影响

由于地球的自转和海水能传递波动的性质，潮波的波峰和波谷出现的地点随时在移动着，而在水体移动和潮波传播的过程中，又受到海陆分布、海底地形、海岸形状的影响，也受到地球自转和地壳潮汐、大气潮汐的作用，乃发生一系列的变态。这里，最重要的一点是：引潮力固然是形成潮汐现象的一个方面，但海洋地形对引潮力的反应有时会成为另一个必须考虑的主要方面。

事实上，地球表面并没有完全被海水覆盖，在被陆地所阻隔的区域，无疑仍会受到永恒存在的天体引潮力作用。海水在引潮力作用下所产生的潮波其振动周期和引潮力的周期一致，所以这是一种强迫振动。为简单起见，可认为在一太阴日之内的引潮力，主要由两个周期不同的分力所组成，一个是“半日引潮力”，它的周期是12小时25分钟，另一个是“全日引潮力”，它的周期是24小时50分钟。一般来说，前者总是比后者大得多，所以，如果没有海洋地形影响的话，世界各地的潮汐，应该都是以半日潮为主，但被陆地所阻隔的水域，如湾、港口或大洋，由于其形态大小不一，必然会有其本身的“固有周期”。这种按照固有周期而作的振动，称为“自由振动”。正方形海区的固有周期是和长度成正比例，和深度的平方根成反比例。若一个长度为波长一半的海区，其单节振动的周期 $T=\frac{2L}{\sqrt{gh}}$ (L为海区长度)。如图(8-38)，设有一个等深、长方形的封闭海区，其中存在着单节驻波的振动，图中画出驻波振动半个周期的情况。时刻$t=0$，右边是低潮，左边是高潮。按驻波的特点，这时流速处处为零。此时刻过后，水质点流向右方。海岸左右两边为波腹，水质点只能作上、下运动。到 $t=\frac{T}{4}$ 的时刻，海面呈水平状态，但流速达最大。当$t=\frac{T}{2}$，即半个周期的时刻，右面为高潮，左面为低潮，这时流速又处处为零。此时刻过后，水质点流向左方，就这样使振动继续下去。这是海区只有一个方向的单节驻波运动的情况。对于只有一个节点的驻波，它的振动周期，按 $c=\frac{\lambda}{T}$ 式的基本关系，应等于波长被波速除。因为海区长度L只有半个波长，所以一个波长为$2L$，于是周期 $T=\frac{2L}{\sqrt{gh}}$，它叫做海区的固有振动周期。
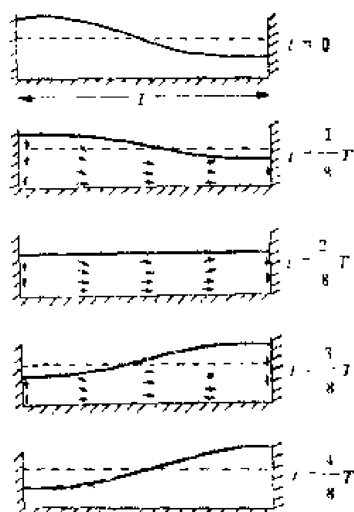


图8-38 封闭海区的单节驻波振动

如果海区不是封闭的，而是一端与大洋或外海沟通（图8-39），当湾口出现一个波节，而湾内无波节时，这时海湾长度只有四分之一波长，因此一个波长等于$4L$，于是上式应改为：$T=\frac{4L}{\sqrt{gh}}$。这是湾顶为波腹、湾口为一波节时，海湾固有振动周期的计算公式。

当一系列波动传入时，其中某种振动的周期接近于海区固有振动周期，那么该种振动将特别明显。如果某一周期恰好等于固有振动周期，便会发生所谓"共振"现象，即这种周期的振动非常显著。它对解释海洋的潮汐现象有重要的意义。北美芬地湾是世界上潮差最大的海湾之一。它的潮差之所以大，多数人认为与共振现象有关。芬地湾长度约为270千米，平均深度约为70米，按$T=\frac{4L}{\sqrt{gh}}$式计算，它的固有振动周期等于11.5小时，这和半日潮波的周期比较接近，因而可能发生共振，形成特大潮差。半日潮波传入我国南海的能量要比全日潮大，可是南海却以全日潮或不规则全日潮的类型为主。其原因是具体条件对潮汐现象起重要影响。以北部湾为例：北部湾近似于长方形海湾，它的纵轴$L=460$千米（东北-西南向），平均深度$h=50$米，若按固振动周期，$T=\frac{4L}{\sqrt{gh}}$近似地估计，可得23.1小时，它与全日分潮K_1的周期23.9小时比较接近，有可能发生共振。墨西哥湾内，海水的固有振动周期约为24小时，它对全日潮波起反应，因此墨西哥湾大部分具有全日潮性质。近年来有人把大西洋和印度洋看作一个整体进行计算，发现北大西洋和南大西洋对于周期为23、21、14、13小时的振动能引起强烈的共振，这些周期接近全日潮、半日潮的周期，很可能这就是该大洋的全日潮、半日潮比较显著的原因之一。太平洋同样倾向于对"全日引潮力"和"半日引潮力"两者都起反应，因此它多数具有混合潮性质。

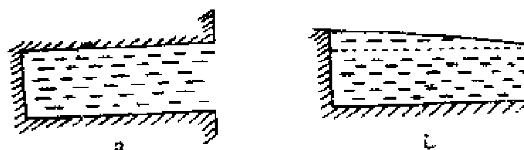


图8-39

a．半封闭海湾平面图

b．半封闭海湾剖面图

这里有一点要加以说明，必须承认"共振"是产生特别显著的潮汐现象的一个最主要原因，但不能说，凡是所有显著的潮汐现象，都因"共振"引起的。

三、地形和柯氏力对潮汐的综合影响

潮波是典型的长波，在传播过程中，既受地形影响亦受柯氏力影响。设在北半球有一无限长的沟渠，这里所谓"无限长"是指只有前进波而不发生反射波的情况。潮波以速度$\sqrt{gh}$传播，当波峰到达时，发生高潮，当波谷到达时，发生低潮。在柯氏力影响下，在波峰处，水质点沿潮波前进方向流动，波峰自右向左下倾。在波谷处，波峰倾斜的方向和水质点流动的方向正好和上述相反。因此，对于沿潮波前进方向看去的北半球观察者，他右方的潮差将比左方的为大。在地球自转的影响下，上述的传播方向右岸的振幅要比左岸的振幅大的这种波叫凯尔文波。

在实际的海洋里，无限长的沟渠是不存在的，为了与实际情况更为接近，假设海区为一长方形，一端封闭，另一端与大洋相通，由于潮波在海洋里开始传播，它的基本运动形态是前进波，当它遇到边界的阻碍，出现反射潮波，如条件合适，有可能会产生驻

波。因此驻波的出现正是海岸地形影响的结果。另外，海区是有一定宽度的，柯氏力会使海水运动发生偏转（北半球偏右），现在把地转和地形结合起来加以考虑。为简单起见，假定海区内只有一条节线，若$t=0$时，海面达到半潮面位置，此时潮流最大，由于柯氏力的作用，在北半球海水将向流动的右方堆积，使海面产生倾斜（图8-40），1/2周期后，潮流流向相反，从而海面倾斜与上述相反。这样一来，在原来纵振动的基础上，便产生了一个横向驻振动，这两个振动的周期相等，位相差$\pi/2$，因此，只有在两个振动的节线的交点上，潮汐涨退才为零，这一点称为无潮点。在无潮点之右，高潮时$t=0$，而在无潮点之左，则高潮发生于$t=\frac{1}{2}T$（周期），在无潮点的前后，于$t=\frac{1}{4}T$，$\frac{3}{4}T$发生高潮，其它点的同潮时线（连结同时发生高潮或低潮的线），介于上述之间。从而，在北半球，由于地球自转的效应，使同潮时线绕无潮点反时针方向旋转。

图8-40 在北半球的一海湾中，由于横向驻波产生潮点的示意图
A——节线上的自由表面的斜线 B——节线上自由表面线

图8-41中可以看出，在开始时湾口水面高，湾顶水面低，当潮波开始由湾口向湾顶发生水流时，柯氏力立刻对水流流向的右方（北半球）发生作用，其结果逐渐使流向右侧的水面升高，经过约三小时后，原来的振节BA线乃转向90°，使流向右侧（东）海湾的水面达到最

图8-41 柯氏力对驻波的影响

图8-42 东中国海K_1分潮的同潮时线和无潮点

高。经过约六小时后，湾顶水面达最高，湾口则最低，于是振节BA线随同转变180°而成AB向，约经九小时后，海湾西侧水面最高，振节BA线改变为270°的方向，至十二小时五十分钟左右，再恢复原来的情形。如此一周期所发生的潮汐，随振节线转动的轴心处，即为无潮点。反之，在海区四周，则是波腹。若把一个周期当中振幅相等的地点联成线，便可得到一组等振幅线，由于潮波振幅的两倍即是潮差，所以，也称为等潮差线。等潮差线为环状分布。把同时成为高潮的地点在海图上连结，连线就是等潮时线，把等潮时线按每一小时标出，就得出0、1、2、……等的同潮时线。同潮时线为放射线形状．这种潮波系统，叫旋转潮波系统。在北半球，其旋转方向大多是反时针的，在南半球却多是顺时针方向(图8-42)。

从上述的讨论可以想象，对一比较大的海区，不同地点的高潮间隙就不一样。实际分析证明，潮汐在运动过程中受到惯性摩擦、地形等影响，当天体处于上中天时刻，并不发生高潮，而往往有一时间的落后，而平衡潮理论是无法解释这种实际存在的现象。

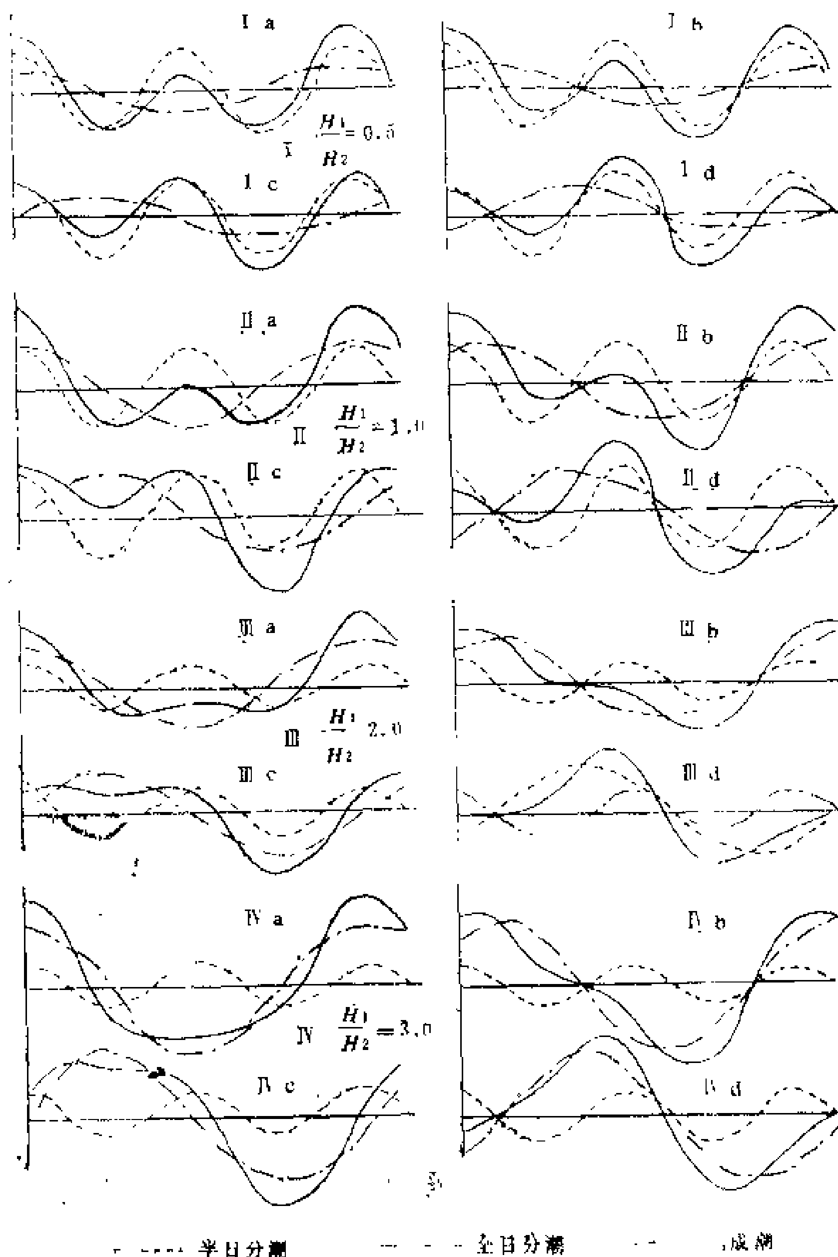


图8-43 由于全日分潮和半日分潮同时存在而形成的各类潮汐的几个例子

四、分潮波

至于潮汐的性质，则取决于分潮振幅之比，在最简单情况下，潮波由半日和全日两种波动组成，二者的振幅不等，位相不同。当全日分潮的振幅H_1与半日分潮的振幅H_2之比等于0.5时，叠加的结果，接近于半日潮，当$H_1/H_2=1$或2时，为混合潮，而当$H_1/H_2=3$时，则接近于全日潮的类型，图8-43即为全日分潮和半日分潮以不同比例

叠加的结果。

由于各地点半日分潮和全日分潮的振幅和位相均不相同，故各地的潮汐情况也不一样。即使在同一地点，因各分潮角速率不同，合成潮也随时间而变，在半日潮的地方，M_2和S_2分潮占优势，但由于这两个分潮位相的变化，每天的潮汐仍有差异。当M_2和S_2分潮位相相同时，出现大潮；而位相相反时则出现小潮(图8-44)，因M_2和S_2分潮的角速率之差为1.02°，故二者合成周期为半个月，也就是说半月里出现一次大潮和一次小潮。

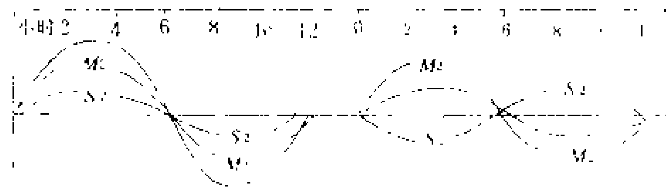


图8-44 大潮(图左)和小潮(图右)内潮位曲线

五、浅海及河口的潮汐现象

在实际海洋中，愈近大陆，海的深度和宽度一般愈小，在这种情况下，当潮波传入后，由于能量的集中，愈近湾顶，潮差便愈来愈大。在某些大河入海地区，这一现象更加显著。

当潮波沿河道逆流而上时，由于深度逐渐变浅，传播速度也愈来愈小，加上河流及摩擦的阻力，使得潮波前面坡度增大，后面坡度平缓，从而涨潮时比退潮时短。在长江口高桥，涨潮时平均为0124，退潮时为0800，越向上游，发生高潮的时刻越落后，潮差也越小。图8-45是高桥、天生港、南京和芜湖四个地点的潮位过程曲线，它表明了上述的特征。

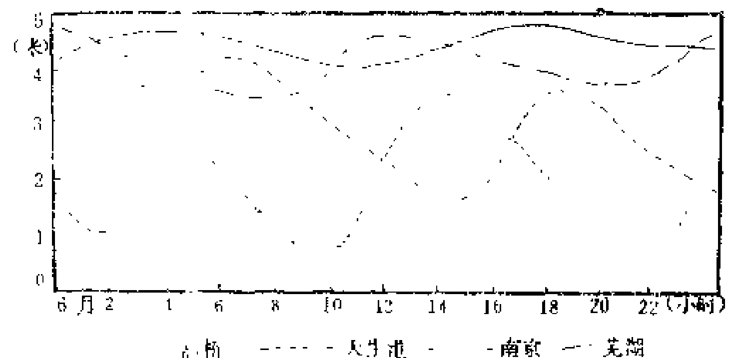


图8-45 长江下游高桥等地的潮位过程曲线

潮水侵入河口时，必然会影响到水流的内部结构。在某些断面上，河流可能存在两种相反方向的水流，即表层向海的方向流动，而底层则逆河而上。在退潮的时候，河水与海水一齐顺流而下，所以退潮流的速度比海上最大的潮流的速度大得多。在河口转流也不是在整个断面上同时发生，而是先从底部和流速较小的岸边开始，然后逐渐扩展到整个断面。

通常人们把潮汐影响的河段叫做"感潮河段"。在感潮河段中，又把潮流可以到达的界限叫做"潮流界"，而把不再受潮位影响，水位不出现潮汐变化，潮差为零的这个界限叫做"潮区界"。潮区界一般都在潮流界的上面，它是反映潮波影响所能达到的最远距离。潮区界是不固定的，它随径流量、河床变化和海潮的大小而在某一平均位置附近上下推移。

河口地区的潮流，由于受河岸的约束，一般为往复流，水流逆着河流方向为涨潮流，顺着河流为退潮流。

河口潮汐常出现所谓潮涌(暴涨潮)现象，它是由于潮波前面坡度增大，也即潮位上涨很快，而且潮波能量大大地克服水流阻力所需的能量的情况下，所发生的一种特殊的

现象。例如，我国著名的海宁潮，大潮时潮差常达8米以上，潮流速度达4.63—5.65米/秒，加上流动时所激起的水花，有万马奔腾排山倒海之势。世界上其他的一些大河河口也有潮涌现象，例如，巴西的亚马孙河，潮涌高度达4.5米，印度恒河河口高达2米左右，在个别特殊的地带甚至构成类似于“瀑布”的现象。例如，流入芬地湾的圣约翰河，在其河口段有一狭窄的“峡谷”，因涨潮势力甚猛，但又受峡谷地形的阻挡，因之峡谷处水位骤然升高，于是形成了向河流上游流动的“瀑布”，在退潮的时候也有类似的现象发生，这时流动方向是顺着河流向海湾流动，出入河口的船舶，必须特别注意这一现象。暴涨潮的发生有如下三个条件：（1）河口形状漏斗形；（2）越向上游河口的深度很快地变小；（3）进入的潮浪有相当大的潮差。前两点是容易理解的，因为宽度变窄，深度变浅，能量就会集中。但第三点却是不易满足的，因此世界上发生暴涨潮的地点是很稀少的。

第六节　潮汐分析预报

潮汐分析预报的基本原理有两点：

(1) 海洋潮汐从整体上说是月、日引潮力场所引起的强迫振动，其周期必然与外力的周期一致。外力的周期根据天文观测是已知的，所以天体引潮力所产生的潮汐振动周期也是已知的。

(2) 对于一种周期性振动，不管它多么复杂，经数学处理后，总可以用一系列具有不同周期的振动叠加起来表示。从月球平衡潮潮高公式 $h_M = \frac{3}{2}\frac{M}{E}\frac{r^4}{R^3}(\cos^2\theta - \frac{1}{3})$ 和太阳平衡潮潮高公式 $h_s = \frac{3}{2}\frac{S}{E}\frac{r^4}{R'^3}(\cos^2\theta' - \frac{1}{3})$ 出发，可进一步将潮高公式展成若干项，每一项均为一简谐振动，对应一分潮。如能求出每一分潮潮高，将它们叠加起来，便可推算出该地的潮高。

每一分潮可用公式：$h = R\cos[qt + (V_0 + u)]$ 来表示。由平衡潮理论可知，任一分潮的高潮，应发生在对应假想天体上中天的时候，即其相角 $[qt + (V_0 + u)] = 0$ 的时候。但是，实际情况并不如此，其高潮往往发生在该假想天体经过观测地点子午圈以后一段时间，从而实际潮位变化与理论值之间有一个迟滞存在。为了适应这种情况，使分潮式的结果与实际相符，上述分潮式就必须加以改变。

通过对实际观测资料的分析，可以在相角中引进一个订正角 κ（实用上用 g 表示），即假定每一个分潮的相角有一 κ 角的迟滞。这一个订正角 κ，就称为第 n 个分潮的“滞角”，与这 κ 角相当的时间即为“高潮间隙”或“潮龄”。则上式变为

$$h = R\cos[qt + (V_0 + u) - \kappa]. \tag{8-24}$$

式中：

h ——分潮的潮高；

R ——分潮的振幅或半潮差，它是变化的，若以多年平均值 H 代替，则可将它写成 $R = fH$，f 是分潮振幅的一个改正因子，叫节点因素，它是时间的函数，通

常取一年中间时求算；

q ——分潮的角速率，与引潮力分场的角速率相同；

t ——正时时间，我国为东八区；

(V_0+u) ——分潮的相角。某年、月、日子夜零时算起的相角，已列成天文相角表备查；

κ ——由海底摩擦、海水惯性等引起的高潮时落后于月中天时刻的相角，因地而异。亦称为迟角，就是指发生高潮的时刻要比月中天时刻落后的意思，而各个分潮落后的情况是由各个海区的潮波系统所决定的。

所以，分潮表达式可进一步写成：

$$h = fH\cos[qt + (V_0+u) - \kappa] \tag{8-25}$$

式中 f、q、(V_0+u) 均为已知(由表可查)，故只要能求出每一分潮的 H 及 κ，则分潮便可求。H 和 κ 称为分潮的潮汐调和常数，简称为潮汐常数或调和常数，它随地点而异，但对于某一固定地点却是不变的，所以称为常数。表8-2是中国沿岸一些测站的调和常数。

表8-2　中国沿岸一些测站的调和常数

地点	位置		H				κ				$\frac{K_1+O_1}{M_2+S_2}=F$
	北纬	东经	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1	
基隆	25.1	121.7	19	5	19	15	295	285	232	208	1.42
吴淞	31.4	121.5	95	31	20	14	30	77	207	149	0.27
威海	37.5	122.2	59	18	22	13	315	2	311	267	0.45
烟台	38.0	121.9	74	22	18	13	306	6	325	280	0.32
成山头	37.6	122.8	20	6	23	16	291	351	321	276	1.50
黄海中央	35.6	123.7	83	29	14	10	63	103	302	262	0.21
塘沽	39.0	117.7	94	24	25	18	95	164	146	114	0.36
辽河口	40.6	122.2	117	33	33	20	153	208	105	65	0.39
大连	38.9	121.6	99	29	27	20	300	348	1	329	0.37

表中 $\frac{K_1+O_1}{M_2+S_2}=F$，叫"潮形系数"，即表示潮汐形态的系数。由于半日周期和日周期潮所引起的日较差随 $\frac{K_1+O_1}{M_2+S_2}$ 之比而变化。因此，比值是标志一日内潮汐曲线的形态，这些形态大致有如下几种：

(1) $F=0.0—0.25$ (半日周形)。有高度大约相同的两次高潮和低潮。高潮常发生在差不多是常数的潮候时差之后。平均的大潮差是 $2(M_2+S_2)$；

(2) $F=0.25—1.50$ (基本是半日周的混合形)。每日有两次高潮和两次低潮，但高度和相位上有很大的差异；当月球的赤纬达到极大时，这两个因素也达到极大。平均大潮差是 $2(M_2+S_2)$；

(3) $F=1.5—3.00$ (基本是日周的混合形)　月球达到极大赤纬之后，每天只有一次高潮，否则便出现高度和相位有很大差异的两次高潮。平均大潮差为 $2(K_1+O_1)$；

(4) $F>3.00$（日周形）。每天只有一次高潮，如小潮时，正是月球经过赤道面的时候，便可能有两次高潮。平均大潮差为$2(K_1+O_1)$。

所谓调和分析，就是把月球和天体所引起的复杂潮汐现象，看做是许多假想天体相对于地球作匀速圆周运动而产生的各分潮之和。这种根据实测记录先分析出潮汐的各分潮调和常数，然后再将各分潮叠加，求得未来的潮汐的分析法，就是潮汐的调和分析法。

为了反映当地的具体地形和气象特点，其中除应包括一般的天文分潮外，还应考虑增加些反映气象季节变化的长周期倍潮和一些反映浅水特性的短周期倍潮与复合潮等。实践证明，它们在一定程度上体现了其相对重要性。因此在调和分析中，如何根据具体情况选择分潮的类型和分潮的数目，以正确反映验潮地点的潮汐特征并从而达到潮汐预报的精确性，是一个十分重要的课题。从天文和数学的观点来看，这种分潮的类型和数目很多，但是否所含的分潮个数越多所代表的潮汐精确度就越高？实际上并非如此。因为如果要增加一个分潮，相应地就要多一份计算工作量，就会多一份计算误差。同时有些分潮振幅又很小，对反映实际潮高起不了什么作用。所以一般是按分潮振幅的大小，即分潮的相对重要性，和实用所需的精度及计算条件，对某些分潮作适当的取舍，从而组成能说明具体验潮地点潮汐特征的、具有一定代表性的潮高表达式——“潮高模式”。

因此，根据具体情况的不同，模式中所含的分潮个数及类型也不同。有的对计算精度要求不高或缺乏资料及计算设备时，只取几个分潮，有的则可取十几个至几十个分潮。近十多年来，由于电子计算机的应用，一般采用由60至100多个分潮组成的模式。

实践证明，在这些分潮中起主要作用的有11个，其中包括4个半日分潮M_2、S_2、N_2、K_2，4个日分潮K_1、O_1、P_1、Q_1以及3个浅水分潮M_4、MS_4、M_6。一般，按以上11个分潮，有一个月的连续观测资料便可进行分析，并可以进行有一定精度的预报。有时为了航道测量的需要，在没有验潮资料的地方，进行短期的连续一天的整点潮观测，也能分析出最主要的四个分潮M_2、S_2、K_1及O_1，从而进行最粗略的潮汐预报。有时也可以利用附近站已知的调和常数，按地理位置插补出缺少资料地点的调和常数，从而进行与附近站大致精度相同的预报，这就叫“半调和分析法”。下面介绍调和分析法。

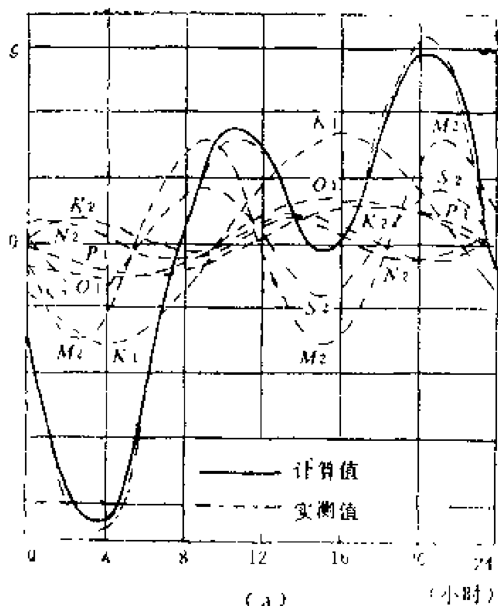


图8-46　实测与计算潮位过程曲线

如图8-46所示，一条实测的复杂的潮位过程曲线，根据上述调和分析的原理，可以近似地分解为七条规则的余弦曲线所组成。每一条曲线即一个分潮，它们的角速率由平衡潮理论分析已经知道或由表8-3查算得，现在只需确定出它们的振幅R和相角θ，每条曲线也就确定了。一条曲线的数学表达式也可以写成：

$$h=R\cos(qt-\theta) \tag{8-26}$$

式中，θ为分潮实际相角（分潮实测资料相角）。对照式(8-25)和式(8-26)，显然，

$$fH = R，及(V_0 + u) - \kappa = -\theta$$

所以调和常数H和κ等于：

$$H = \frac{R}{f},\quad \kappa = (V_0 + u) - \theta$$

即只要将分潮的振幅R和相角θ求出，就可以结合分潮的节点因素f和天文初相角$(V_0 + u)$计算出分潮的调和常数H和κ。

由式：
$$\begin{aligned} h &= R\cos(qt - \theta) \\ &= R\cos\theta\cos qt + R\sin\theta\sin qt \\ &= a\cos qt + b\sin qt \end{aligned}$$

表8-3　平衡潮主要分潮一览表

分潮名称	分潮代号	分潮相角 V	分潮相角 u	分潮角速率 q(度/时)	周期(平太阳时)	相对系数(振幅)
		半日分潮				
主要太阴半日分潮	M_2	$2T+2h-2S$	$2\xi-2\nu$	28.9841042	12.4206012	100.00
主要太阳半日分潮	S_2	$2T$	0	30.0000000	12.0000000	46.6
主要太阴椭率潮	N_2	$2T+2h-3S+P$	$2\xi-2\nu$	28.4397295	12.6583482	19.2
太阴太阳合成半日分潮	K_2	$2T+2h$	$-2\nu''$	30.0821373	11.9672348	12.7
主要太阳椭率潮	T_2	$2T-h+P_1$	0	29.9589333	12.0164492	2.7
副太阴椭率潮	L_2	$2T+2h-S+P+180°$	$2\xi-2\nu$	29.5284789	12.1916202	2.8
二阶太阴椭率潮	$2N_2$	$2T+2h-4S+2P$	$2\xi-2\nu$	27.8953548	12.9053745	2.5
主要太阴出差潮	ν_2	$2T+4h-3S-P$	$2\xi-2\nu$	28.5125831	12.6260044	3.6
副太阴出差潮	λ_2	$2T-S+P+180°$	$2\xi-2\nu$	29.4556253	12.2217742	0.7
太阴变移潮	μ_2 $(2MS_2)$	$2T+4h-4S$	$2\xi-2\nu$	27.9682084	12.8717576	3.1
		全日分潮				
太阴太阳合成日分潮	K_1	$T+h-90°$	$-\nu'$	15.0410686	23.9344697	58.4
主要太阴日分潮	O_1	$T+h-2S+90°$	$2\xi-\nu$	13.9430356	25.8193417	41.5
主要太阳日分潮	P_1	$T-h+90°$	0	14.9589314	24.0658902	19.4
主要太阴椭率潮	Q_1	$T+h-3S+P+90°$	$2\xi-\nu$	13.3986609	26.8683567	7.9
副太阴椭率潮	M_1	$T+h-S+P-90°$	$-\nu$	14.4966939	24.8412024	3.3
二阶太阴椭率潮	J_1	$T+h+S-P-90°$	$-\nu$	15.5854433	23.0984768	3.3
		长周期分潮				
太阴半月分潮	Mf	$2S$	-2ξ	1.0980331	327.85897	17.2
太阴月分潮	M_m	$S-P$	0	0.5443747	66.30920	9.1
太阳半年分潮	S_{sa}	$2h$	0	0.0821373	4382.9062	8.0

注：表中K_1分潮是由太阴潮(K_1)和太阳潮的$(K_1)'$所组成，称为"太阴太阳合成日分潮"。

令 $a = R\cos\theta \quad b = R\sin\theta$,

则：$R = \sqrt{a^2 + b^2}$, $\theta = \operatorname{tg}^{-1}\dfrac{b}{a}$。

θ的象限和a、b符号的规定见表8-4。

表8-4 θ的象限和a、b符号的规定

a	b	θ所在象限	θ值
+	+	Ⅰ	$\theta = \operatorname{tg}^{-1}\dfrac{b}{a}$
−	+	Ⅱ	$\theta = 180° \pm \operatorname{tg}\left\|\dfrac{b}{a}\right\|$
−	−	Ⅲ	$\theta = 180° \mp \operatorname{tg}^{-1}\left\|\dfrac{b}{a}\right\|$
+	−	Ⅳ	$\theta = 360° - \operatorname{tg}^{-1}\dfrac{b}{a}$

图8-47 简谐曲线

调和分析的目的在于求调和常数，各种各样的分析方法都在于根据一定期间的观测资料，分析出各个分潮的系量a和b，然后按$R = \sqrt{a^2 - b^2}$，$\theta = \operatorname{tg}^{-1}\left|\dfrac{b}{a}\right|$求$R$和$\theta$，最后计算出调和常数$H$和$\kappa$。具体的分析方法，一般采用的有达尔文方法和最小二乘法。当使用电子计算机时，最小二乘法是有效的方法之一。

如果某一验潮站在任意时刻t的预报潮高以$h(t)$表示，它是由天文分潮，气象分潮、浅水分潮等各种类型的分潮所组成，这许多分潮之和即代表某一潮高，则该预报潮高的模式可写为：

$$h'(t) = A_0 + \sum_{i=1}^{n} R_i\cos(q_i t - \theta_i)$$

$$= A_0 + \sum_{i=1}^{n} (a_i\cos q_i t + b_i\sin q_i t) \qquad (8\text{-}27)$$

式中：A_0——平均海面距基准面的高度；

n——所取分潮总数，$i = =1, 2, 3, \cdots n$。

如果n取63个分潮，用电子计算机按一定程序，解算127个代数方程组，最后计算出平均海面A_0和63个分潮的调和常数，具体运算很复杂，这里不作介绍。

第七节 潮汐计算

一、潮汐表及其使用

为了满足海洋调查、航运及水产等有关部门工作的需要，事先将各主要港口的潮时和潮高编算成潮汐表。我国由国家海洋局科技情报研究所负责这一工作，一年一度出版

的潮汐表，给出了中国沿岸和世界各主要港口每时的潮高与高、低潮时及潮高，部分港湾、航道以及渔场的潮流预报。此外，《差比数和潮信常数》中还有各主港和副港的潮信常数。潮汐表将各主港按地理位置自北向南分成三册：第一册从鸭绿江口至长江口；第二册从长江口至汕头；第三册从厦门至广西的企沙。

现把潮汐表的使用法举例说明如下。

（一）求主港的潮时潮高

例1：查吴淞港1983年12月1日上午10时的潮汐。由潮汐表第二册，得高、低潮的潮时及潮高见右表。

农历	12月 高潮 潮时	高潮 潮高	低潮 潮时	低潮 潮高	日期
	时分	厘米	时分	厘米	
27	1011	318	0534	062	1
	2213	324	1746	083	

由此可知，上午10时正是平潮（涨平）。

例2：查1983年12月1日宁波港的每时潮高和高、低潮的潮时及潮高。

查潮汐表第二册，得12月1日每时潮高为：

月	日/农历	时	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
12	1/27	潮高（厘米）	191	157	126	100	088	109	154	191	214	234	247	237	209	175	146	120	106	113	151	193	220	237	250	243

农历	12月 高潮 潮时	高潮 潮高	低潮 潮时	低潮 潮高	日期
	时分	厘米	时分	厘米	
27	1005	247	0353	088	1
	2211	251	1613	106	

高、低潮的潮时及潮高见左表。

（二）求副港（附属港）的潮时潮高

在潮汐表中，刊载了沿海主要港口（简称主港）的潮汐预报，对于其它未预报的港口（简称副港）的潮汐，主要通过和主港建立潮汐差比关系作出预计。

1 用差比数计算副港潮汐的方法

用下式计算副港的潮时

$$副港高（低）潮时 = 主港高（低）潮时 + 高（低）潮时差 \qquad (8\text{-}28)$$

式中，主港高（低）潮时可在潮汐表中查到。高（低）潮时差系指副港与主港高（低）潮时之差的平均值。潮时差有正、负。正的表示副港高（低）潮时比主港高（低）潮时发生晚；负的表示副港高（低）潮时比主港高（低）潮时发生早。副港的潮高由图8-48表示。

$$副港高（低）潮高 = [主港高（低）潮高 - （主港平均海面 + 主港季节改正数）] \times 潮差比 + （副港平均海面 + 副港季节改正） \qquad (8\text{-}29)$$

式中，主港高（低）潮高在潮汐表中可查到。

潮差比：对半日潮港来说，是指副港的平均潮差与主港的平均潮差之比；对日潮来说，是指副港的回归大潮的潮差与主港的回归大潮的潮差之比，它可在《差比数和潮信表》中查到。平均海面季节改正数，根据主、副港的编号也可查得。

主、副港的平均海面变化较大时，必须进行平均海面的季节订正。有些港口或某月

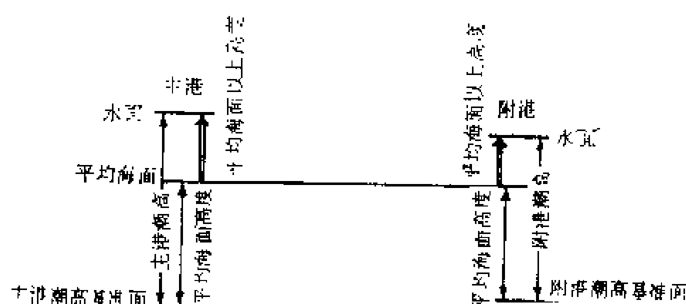


图8-48　求副港潮高示意图

份主、副港的季节改正不大时，可不必进行平均海面的季节改正，而直接用差比数栏中的改正值，求得副港的潮高。

$$\text{副港高(低)潮高} = \text{主港高(低)潮高} \times \text{潮差比} + \text{改正值} \tag{8-30}$$

改正值：使用潮差比由主港潮高计算副港潮高时，若副港基准面不是用主港基准面确定的，需要对副港潮高加以订正，使之变为从副港基准面起算。这个订正数就是改正值。

例：求海宁（副港）1983年9月21日（农历8月15日）的高、低潮时和潮高。

解：查《差比数和潮信表》，知海宁的主港是乍浦，高潮时差0144，低潮时差0453，潮差比1.00，改正值－31，乍浦平均海面为371厘米，海宁平均海面为340厘米。分别用主、副港的编号查得平均海面季节改正数均为19厘米。主港经季节改正后的平均海面为371＋19＝390，副港经季节改正后的平均海面为340＋19＝359。

	高潮				低潮			
	潮时	潮高	潮时	潮高	潮时	潮高	潮时	潮高
乍浦（主港）1983年9月21日的潮汐	0013	663	1237	615	0732	101	1932	108
加上高（低）潮时差	＋0144		＋0144		＋0453		＋0453	
得海宁（副港）1983年9月21日的潮汐	0157		1421		1225		2425 （即次日0025）	
减主港经季节改正后的平均海面		－390		－390		－390		－390
得主港平均海面上的潮高（半潮差）		273		225		－289		－282
乘以潮差比		×1.00		×..00		×1.00		×1.00
得副港平均海面上的潮高（半潮差）		273		225		－289		－282
加上副港经季节改正后的平均海面		＋359		＋359		＋359		＋359
得海宁（副港）1983年9月21日的潮高		632		584		70		77

计算结果得海宁1983年9月21日的潮汐为，高潮时0157，潮高为632厘米；另一个高潮时为1421，潮高为584厘米；低潮时1225，潮高为70厘米；另一个低潮为次日0025，潮高为77厘米。

例：求上海港（副港）1983年11月15日的高、低潮时和潮高。

解：查《差比数和潮信表》，知上海港的主港是吴淞港，高潮时差0040，低潮时差0046，潮差比0.82，改正值14。分别用主、副港的编号查得平均海面季节改正数均为3厘米，可不必进行平均海面的季节改正。

	高潮				低潮			
	潮时	潮高	潮时	潮高	潮时	潮高	潮时	潮高
吴淞港(主港)1983年11月15日的潮汐	0926	251	2105	298	0350	138	1546	168
加上潮时差及乘以潮差比	+0040	×0.82	+0040	×0.82	+0046	×0.82	+0046	×0.82
得副港的潮时及未改正的潮高	1006	206	2145	244	0436	113	1632	138
加上改正值		+14		+14		+14		+14
得上海港(副港)1983年11月15日的潮汐		220		258		127		152

计算结果得上海港1983年11月15日的潮汐为：高潮时 1006， 潮高220厘米；另一个高潮时为2145，潮高为258厘米；低潮时0436，潮高为127厘米，另一个低潮时为1632，潮高为152厘米。

朝鲜沿岸各站的潮差比采用"潮高比"(系指副港潮高与主港潮高之比值)。在计算副港潮高时，不需要加上改正值。方法是：

副港高(低)潮高 = 主港高(低)潮高 × 潮高比　　(8-31)

2．用潮信常数预测潮汐　《差比数和潮信表》中刊载的平均高(低)潮间隙，平均大(小)潮升等项，以了解当地高(低)潮发生的时间、潮高等情况。

(1) 平均高(低)潮间隙是从格林威治月中天到当地发生高(低)潮的时间间隔，推算当地高(低)潮发生的时间，不必再作经度订正。

例：求出宁波港1983年12月1日发生的高(低)潮时间。

1983 年12月1日格林威治月中天时 (查潮汐表)	0917	2142	0917	2142
宁波港平均高(低)潮间隙	+1207	+1207	+0559	+0559
	2124	3349	1516	2741
		(即次日0949)		(即次日0341)

计算结果：宁波港1983年12月1日发生的高潮时间为2124(另一个高潮时间为2124－1224＝0900)，低潮时间为1516(另一个低潮时间为1516－1224＝0252)。

(2) 用潮升估计潮高、平均大潮升是大潮时期(朔、望附近)的平均高潮高，平均小潮升是小潮时期(上、下弦附近)的平均高潮高 大潮和小潮的平均低潮高，可用下式计算：

大潮平均低潮高＝2×平均海面－大潮升　　(8-32)

小潮平均低潮高＝2×平均海面－小潮升　　(8-33)

例：求沈家门港的大潮平均低潮高和小潮平均低潮高。

解：查《差比数和潮信表》得沈家门港的平均大潮升为422厘米，平均小潮升为326厘米，平均海面为252厘米。

按上式计算得：

大潮平均低潮高＝2×252－422＝82厘米

小潮平均低潮高＝2×252－326＝178厘米

用潮升估计潮高的方法，就是看所求日在朔或望的前(或后)几天，以所隔天数从大潮升至小潮升间内插求得高潮高，以所隔天数从大潮平均低潮高至小潮平均低潮高内

插，得所求日的低潮高。

二、"八分算潮法"

在没有潮汐表的情况下，可以用"八分算潮法"求概略潮时。

我国广大渔民和海洋工作者在长期的海上实践中，根据经验总结出计算每天概略潮时的方法，即"八分算潮法"。这种方法是只需知道某地的平均高（低）潮间隙和农历日期，就可推算出该地当天的大概潮时，方法简易实用。现从原理上加以说明。

当地球上某地正对着或背着太阳（图8-49）时，即太阳上（下）中天时，当地时间正是12点或0点。月亮在每月的朔（约初一）望（约十六日）时正好处在地球与太阳的联线上，换句话说，月亮在每月的初一或十六日，它的上（下）中天时间也与太阳略相同，是12点或0点。

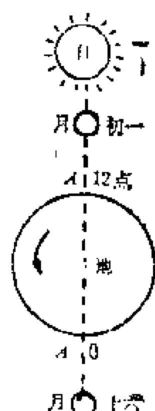


图8-49 "八分算潮法原理图

月亮中天后到出现高潮的时间间隔为"高潮间隙"，因而在每月农历初一或十六日这两天，从0点起经过一个"高潮间隙"的时间便是当地的高潮时间。月亮的中天时间每日要延后近0.8小时即48分钟，因此，每月初二的高潮时间便等于高潮间隙加0.8小时，初三则加2×0.8小时，……余类推。农历上半月的公式是：

高潮时 = (农历日期 − 1) × 0.8 + 该港平均高潮间隙　　(8-34)

农历下半月的公式是：

高潮时 = (农历日期 − 16) × 0.8 + 该港平均高潮间隙　　(8-35)

用上式求得当天的一次高潮以后，便可根据"潮汐周期"即两次高潮相差12时24分，高潮和低潮时间相差6时12分的关系，求算出其余潮时。

各地平均高潮间隙在海图及《差比数及潮信表》上都有记载。有的地区受江河或其他情况影响，高、低潮间隙不等，这些地区在海图和《差比数及潮信表》中同时给出平均高潮间隙和平均低潮间隙，它的低潮时可按下式计算：

$$低潮时 = \left[农历日期 - \begin{matrix}(1)\\(16)\end{matrix}\right] \times 0.8 + 该港平均低潮间隙 \qquad (8\text{-}36)$$

例：用"八分算潮法"计算宁波港1983年12月3日（农历27日）的高低潮时。

解：查《差比数和潮信表》得宁波港平均高潮间隙为1207。按公式计算得：

高潮时 = (27 − 16) × 0.8 + 1207 = 2055

另一高潮时 = 2055 − 1224 = 0831

低潮时 = 0831 + 0612 = 1443

另一低潮时 = 1443 − 1224 = 0219

"八分算潮法"有一定误差，与潮汐表预报值相比，最大误差可达1—2小时。本例与上例（查潮汐表）对比如下：

潮时 / 方法	低潮	高潮	低潮	高潮
查潮汐表	0353	1005	1613	2211
八分算潮法	0219	0831	1443	2055
误差	0134	0134	0130	0116

三、求任意时潮汐

海洋调查船在海上经常要解决的问题是，在测深后要减去潮高，与海图水深相对比而辨认船位；在过浅滩时要确知其上水深是否足够；在进出港口和离靠码头时要求算出任意时潮汐。这就需要计算任意时潮高或求任意潮高的潮时。其方法是：

（1）潮汐表中有些主要港口印有逐时潮高表，该表按月、日给出每小时潮高。因此这些港口的任意时潮高，可由前后两个整点的潮高中内插求得。

（2）用"任意潮时潮高计算图卡"，此图卡分三部分：

①主图，它由左右两个等腰梯形构成。左侧指示潮时，右侧指示潮高。

②潮时尺，它分左右两种读数，涨潮用左边读数，退潮用右边读数。尺的两头可以相接，使时间连续，以查跨日潮汐。

③潮高尺，它分上下两种刻度，上段大刻度自－1—10米，适用于一般潮高，下段小刻度自－1—12米，适用于潮高大于8米或小于1米者（小于1米时可将潮高扩大10倍，查后再缩小10倍）。有了港口的高（低）潮时及潮高，就可以从图上直接读出任意时间的潮高及任意潮高的时间。

例：铜沙浅滩航道上海图水深最小为5.9米，调查船最大吃水为7.3米，并应保留安全水深0.7米，问1983年12月1日中午最迟安全通过铜沙浅滩时间，以及0900时铜沙浅滩潮高是多少？

解：先用差比法求1983年12月1日铜沙浅滩高（低）潮潮时和潮高。查《差比数和潮信表》知铜沙浅滩的主港是吴淞。主、副港差比数资料为：

高潮时差－157　　低潮时差－0221

潮差比　1.21　　改正值　16厘米

副港平均海面260厘米　　主港平均海面202厘米

主、副港季节改正值－17厘米

查潮汐表得：

	高	潮			低	潮		
	潮时	潮高	潮时	潮高	潮时	潮高	潮时	潮高
吴淞港1983年12月1日的潮汐	1011	318	2213	324	0534	62	1746	83
加上高（低）潮时差	－0157		－0157		－0221		－0221	
得铜沙浅滩1983年12月1日潮时	0814		2016		0313		1525	
减主港经季节改正后的平均海面		185		185		185		185
得主港平均海面上的潮高（半潮差）		133		139		－123		－102
乘以潮差比		×1.21		×1.21		×1.21		×1.21
得副港平均海面上的潮高（半潮差）		161		167		－149		－123
加上副港经季节改正后的平均海面		＋243		＋243		＋243		＋243
得铜沙浅滩1983年12月1日潮高		404		410		94		120

利用"任意潮时潮高计算图卡"，根据1983年12月1日中午潮汐资料：

高潮0814　4.04米；低潮1525　1.20米

首先使潮时尺上面的退潮潮时尺的读数0811和1525分别与主图中潮时等腰梯形的上、下两斜边对准，对准时应使潮时尺和潮高尺与主图的垂直线平行（图8-50）。这时通过主图中的放射线即可求任意时潮高和任意潮高的潮时。

（1）安全通过铜沙浅滩的最小潮高＝7.3米＋0.7米－5.9米＝2.1米。从潮高尺读数2.1米所对的放射线，对应到潮时尺上的读数是1240，知道1983年12月1日中午调査船最迟1240之前应通过铜沙浅滩。

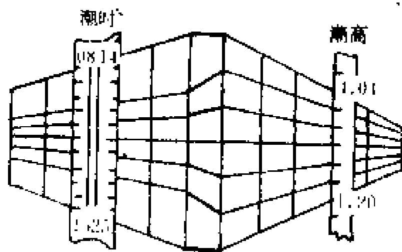


图8-50 "任意潮时潮高计算图卡"示意图

（2）从潮时尺读数0900所对应的放射线，对应到潮高尺读数是3.9米。因此，该天0900铜沙浅滩潮高为3.9米。

四、英版潮汐表的使用

英版潮汐表（*Admiralty Tide Tables*）每年由英国海道测量部出版，共分三册：

第一册　欧洲水域（包括地中海）；

第二册　大西洋和印度洋；

第三册　太平洋及其邻近海区。

第一部分主要是主港的每日潮汐表，在第二、三册中还有主要海峡的每日潮流。

第二部分主要是副港对应主港的潮汐差数（潮时差和潮高差）用以推算副港潮汐。在第二、三册中，还列有各地的潮汐调和常数。

英版潮汐表用法与我国潮汐表用法相类似，仅在求副港潮高时稍有不同。该表第二部分给出的是副港潮高相对应于主港某一潮高差值。因此只要根据推算时主港的潮高值，加上内插或外延求出相应的潮高差，即得副港潮高值。

例：用英版潮汐表求1974年5月1日铜沙浅滩（Tungsha Bar）高低潮潮时和潮高。

查英版潮汐表第三册书后的地名索引（Geographical Index），知铜沙浅滩编号为7282。根据7282查该册第二部分得资料如下：

编号	地　名	潮　时　差		潮　高　差（米）			
7284	主　港 吴淞口	高潮潮时差 MHW	低潮潮时差 MLW	高高潮潮高差 MHWS	低高潮潮高差 MHWN	高低潮潮高差 MLWN	低低潮潮高差 MLWS
7282	副　港 铜沙浅滩	－0130	－0245	＋0.5	＋0.4	＋0.4	－0.3

根据编号查平均海面季节改正（*Seasonal changesin mean level*）表，知5月1日吴淞口、铜沙浅滩平均海面季节改正值为0.0。

然后查主港吴淞口1974年5月1日潮汐资料如下：

高潮0737　3.2米　　低潮0216　1.6米

　　　2042　2.9米　　　　　1540　1.3米

英版潮汐表计算格式如下：

	高潮	高潮	低潮	低潮
1/V-74吴淞口潮时	0737	2042	0216	1540
潮时差	-0130	-0130	-0245	-0245
1/V-74铜沙浅滩潮时	0607	1912	2331(30/IV)	1255
1/V-74吴淞口潮高	3.2	2.9	1.6	1.3
减主港平均海面季节改正	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0
	3.2	2.9	1.6	1.3
内插或外延后的潮高差	+0.44	+0.41	+0.4	-0.02
	3.64	3.31	2.0	1.28
加副港平均海面季节改正	+0.0	+0.0	+0.0	+0.0
1/V-74铜沙浅滩潮高	3.64	3.31	2.0	1.28

因此，1974年5月1日铜沙浅滩潮汐资料为

高潮 0607 3.64米　　低潮 1255 1.28米

1912 3.31米

第八节 潮 流

一、潮流基本概念

在近海，特别是靠近港湾的沿海或海峡，海水的流动常有周期性的变化，其变化的周期与当地潮汐的周期相同，有的港湾半日周期较显著，有的一日周期较显著，这种海水的周期性水平流动称为潮流。潮流发生的原因与潮汐发生的原因相同，它是由天体引潮力引起的，因此，潮流的变化规律也与潮汐的变化规律密切相对应。实际上，在潮汐动力理论中，潮流就是前进波或驻波中水质点的水平运动。它是与潮汐涨退同时发生的，与潮汐涨退是同一事物的不同方面。

潮流的周期与潮汐的周期相同，在半日周潮的地方约为12小时25分，在日周期的地方，约需24小时50分(图8-51、8-52、8-53、8-54)。

图8-51 半日周期的旋转流　　图8-52 日周期的旋转流

潮流在一个月中，最强流速是处在大潮期间，这时潮差最大，其水平流动速度也随之增大。

潮流在大洋中，一般甚微，但在近岸的浅海，则非常显著。尤其在狭窄水道，海峡，湾口等处，常见有强大的潮流与较多的大小旋涡。

实际上，潮流与恒流(余流)同时发生于海洋上或沿海港湾(余流是指滤去潮流后剩

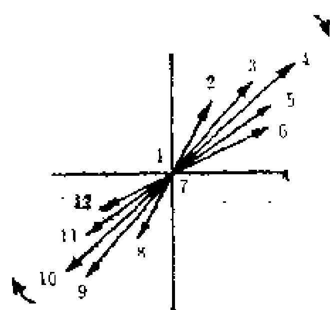


图8-53 半日周期的往复流

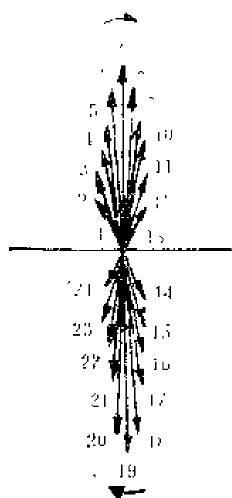


图 8-54 日周期的往复流

余的海流)，故一般测得的海流，实为两种流的合成值。只不过在近岸，潮流的成分较大，在远洋，潮流的成分较小而已。

由于引起的力不同，潮流是有周期性变化的，而海流(余流)是一种没有半日或日周期变化的海水运动。潮流与海流另一不同点是：潮流的流速随深度的递减率比海流慢，如表8-5所示。

表 8-5 潮流与海流随深度的变化

水 深 (米)	5	50
海流流速(米/秒)	0.77	0.51
潮流流速(米/秒)	0.46	0.46

海流流速随深度而减慢，除与深度有关外，还与其表层流速的大小有关；大者减得慢，反之，则减得快。

由外海到内海向港湾流动的潮流叫涨潮流，由港湾流向外海的潮流叫退(落)潮流。潮流在涨潮流与退潮流的转流时间，流速为0或小于0.05米/秒，叫憩流(转流)。旋转流没有憩流现象。

在海图上，流的方向用"⫻⟶"表示涨潮流；用"⟶"表示退潮流；用"⋙⟶"或"⇢"表示恒流，用"○⋙⟶"表示合成流。流速的大小以米/秒为单位(海图或海流图上多数以节，即1海里/每小时为单位，这个单位不属国际单位，也是我国颁布的可以采用的单位)，取整数，小数以$\frac{1}{4}$、$\frac{1}{2}$、$\frac{3}{4}$表示，其余不计。○⋙$\xrightarrow{1.0-2.6}$表示小潮和大潮期间测得合成流，最强流速为1米/秒和2.6米/秒。

二、潮流运动类型

潮流通常分为往复式与旋转式两种。

(一)往复式(直线式)潮流

一般在海峡、港湾入口或江河海口，潮流受到海岸宽度的限制，经常作直线式的往复流动，称为往复潮流。潮流在航道上，即较深的水道上也常呈往复流。

1. 往复潮流的曲线图示法 由于往复潮流流向固定，可以用绘制潮汐曲线的方法，绘出潮流曲线图，即以憩流的流速零为基线，往上画为涨潮流，往下画为退潮流，将

各小时的流速值画成曲线，即为潮流曲线图（图8-55）。图中的涨潮流之峰称为最强涨潮流速，退潮流之谷称为最强退潮流速，各与潮汐曲线中的高低潮相当。潮流的周期也与潮汐的周期相同，一潮流日等于一潮汐日，均为24小时50分。

2. 河流对往复流的影响　潮流若不受河流的影响，则最强涨潮流速与最强退潮流速相等，涨、退潮流之延时也相等。但在河流影响下，致使最强涨潮流流速及延时多不相等。图8-56潮流曲线中可知，当无河流影响时，AB代表流速为零线，最强涨退潮流流速相等，延时也相同，约为6小时12分。若有一河流，流速为CD，发生于退潮流方向，则退潮流流速增强了CD，而涨潮流流速减少了CD，则EF代表合成潮流曲线中流速为零的基线。由此可知，河流对潮流的影响是增强了退潮流，减弱了涨潮流；同时增长了退潮流的延时，缩短了涨潮流的延时。如果河流流速继续增大，达到图8-56中所示的OP后，其合成潮流于任何时间均与河流流向相同，GH代表合成潮流流速为零的基线，则任何时间潮流的方向全为退潮流方向，无憩流发生，唯每隔6时12分发生最大、最小流速各一次，其值为RS及Tu。

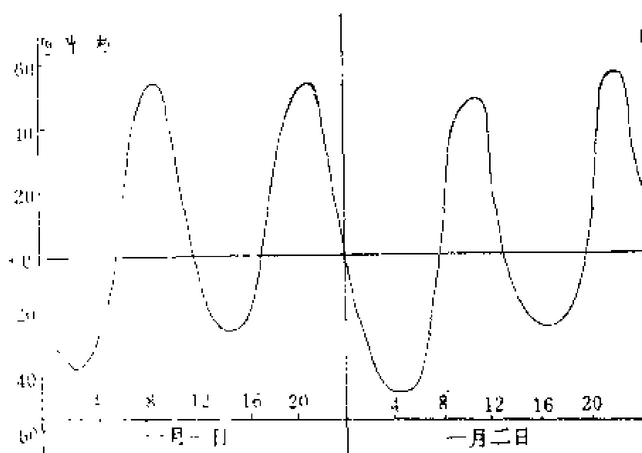


图8-55　往复潮流曲线图

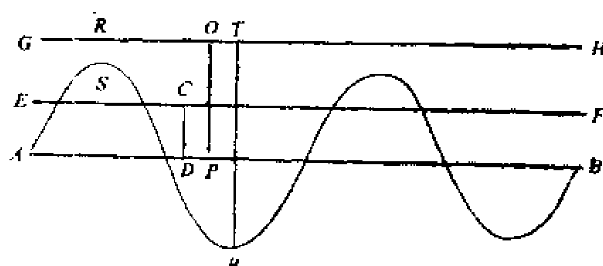


图8-56　河流对潮流的影响

3. 往复潮流与潮汐的关系　因为潮流是水平运动，它与潮汐的变化存在着不可分割的关系。

（1）流速与潮差的相似变化——较强潮流常发生于大潮时，较弱潮流常发生于小潮时；近点潮时，潮流较强，远点潮时潮流较弱。太阴赤纬最大时，潮流潮汐均发生日潮不等现象，惟潮汐较为显著。

同时，潮流速度同潮差一样，也随月球的月龄和距离的逐日变化而变化，其变化情况与潮差的变化接近于比例关系，因此，只要测得某港湾的大小潮最强潮流流速后，就可按照当地大小潮潮差的一定关系来推测任何时候的最强流速了。

（2）潮流的性质常与潮汐的性质相一致，分半日周期潮流、日周期潮流及混合潮流三种。半日周期潮流，于一日内发生两次最强涨潮流速及两次最强退潮流速；日周期潮流于一日内发生一次最强涨潮流速及一次最强退潮流速；混合潮流，于一日内最强涨退潮流各发生两次，但上下午两者强度相差悬殊。

凡半日周期潮汐显著的地方，当地的潮流也以半日周期为显著，其他为日周期潮港和混合潮港也是一样，因此潮流的性质也可以代表该海区潮汐的主要性质。

（3）潮流的转流时间与高潮和低潮的关系，有下面三种情况：

①转流时间发生在高潮与低潮的中间时刻，潮波为一种前进波。应该注意，不要把潮波速度和潮流流速相混。潮波速度要比潮流速度大得多，前者是波形的传播速度，而潮流为海水水平方向的真实移动（水质点的实际位移）。潮波向前传播，海水质点必循圆形或椭圆形移动，在半日潮的周期约为12小时24分。其椭圆运动的垂直短轴长度与潮差相等，在数米以内；而长轴是表示潮流使海水往复流动的距离，可达百米或千米。至于潮流方向与高潮和低潮的关系，如图8-57所示，潮波波顶A点虽然使水分子向前进（水质点的水平速度最大），但波底B点却使它向后退（水质点的水平运动向后退，速度最大），与波的前进方向正好相反。因此，在A点（高潮）时流速最大。高潮后，潮渐低落，流速也渐减，经过了3小时左右，至C点（高潮与低潮中间时刻）无水平运动而成转流（憩流）。憩流以后，潮流方向又与前相反。再经过了3小时左右，达到B点而为低潮，流速也最大。最后至D点成为转流。这种潮流在潮波受地形影响较小的外海（如舟山外海），一般在高潮和低潮后2—3小时左右开始转流。

②转流时间多发生在高潮和低潮时，潮波向前传播时，为直立的海岸所阻挡而完全反射，成为反射波。反射波与原前进波起干涉现象，形成驻波。驻波在同一地点增减其波高，如图8-58中波顶A点（高潮）的水分子只有向下运动，没有水平运动。在A点附近的其他水分子向两侧移动。B与C点的水分子无上下运动，但水平运动速度最大，这两点叫节。在波底D点的水分子只有向上运动，无水平运动。凡无水平运动而只作上下运动的A与D点叫腹。所以在海岸附近的一定区域内，高潮和低潮是转流时间。平均海面（高潮与低潮中间时刻）则出现大流速，涨潮时向陆岸（进港），退潮时向外海流去。我国很多港口的潮流（如连云港）属于这类性质。

③界于上述前进波与驻波之间的类型。在海岸不是直立而是渐浅的，或者潮波可进



图8-57　前进波与转流时间的关系



图8-58　驻波与转流时间的关系

入江河的地方，潮波的反射只是一部分。这种潮汐具有驻波与前进波合成的性质，所生潮流介于二者之间。这种现象多出现在入口较宽的海湾，如胶州湾口附近海区。

（4）往复潮流的水平流动距离：潮流的水平流动距离有二种求法：一为利用浮标于涨潮流或退潮流开始时，于某一固定点开始放流，实际观测其流动距离。另一方法是先求出平均流速，再乘以延时，即得水平流动距离，而平均流速可由下列二种方法求得：

①每隔10分钟或15分钟测一次流速，求其连续观测的平均值。

②潮流曲线与憩流曲线所割成之面积除以时间，即为流速之平均值。

如果涨退潮流的延时和流速均相等时，涨退潮流的水平流动距离也相等，但实际上各地均受余流的影响，涨退潮潮流的延时及流速多不相等，故潮流的水平流动距离也各异。

(5) 憩流的延时：前面曾提到，在涨退潮流的中间，当流速为零或小于0.05米/秒(0.1海里/小时即0.1节)，流向动荡不定的现象为憩流。憩流延时的计算，可利用潮流的正弦曲线方程式求得，如半日周期潮流的曲线方程式为：

$$y = A \sin 0.4831t \qquad (8\text{-}37)$$

式中A代表最强流速，0.4831为潮流相角的角速度(度/每分钟)，t为憩流延时之半，以分为时间单位，$y=0.05$米/秒，则解上式得

最强涨退流速为1.0米/秒　　憩流延时为12分

最强涨退流速为1.5米/秒　　憩流延时为8分

最强涨退流速为5.1米/秒　　憩流延时为$2\frac{1}{2}$分

在同一最强潮流流速下，日周期潮潮流的延时等于半日周期潮流的二倍。

(二)旋转式(回转式)潮流

凡在江河入海的外方、外海或在广阔的海区，一般都有旋转式潮流发生。

旋转潮流无憩流现象发生，当流速最大时为最强流速，当流速最小时为最弱流速。最强潮流与最弱潮流的相互关系，也与往复潮流中憩流与最强涨退潮流的关系相同，即最弱潮流与最强潮流，每隔3小时左右相互交替地发生。其潮流日也与潮汐日相同。

旋转潮流流向的旋转方向，因受地形、柯氏力的影响，有三种情况：

(1) 因受柯氏力的影响，在北半球一般为顺时针方向，而南半球为逆时针方向。

(2) 因受客观地理条件的影响，其旋转方向可以是顺时针也可以是逆时针。如图8-59中的A及B点分别为两支往复式潮流，经过变化就形成C点的顺时针旋转流；若与图中情况相反，A增大，B减小，则形成C点的逆时针旋转流。

(3) 关于潮流的动力理论——解释因受地形和柯氏力综合影响下的旋转潮流。

潮汐的动力理论不仅可以解释潮汐的涨退，而且还能解释潮流现象。如果忽略柯氏力和摩擦力，则在一个前进波和驻波当中，潮流均为往复式的。若有几个潮波同时存在，那么，它们彼此之间，便产生互相的干涉作用，从而产生旋转式的潮流。这就是说，在这种情况下，一个潮周期内，潮流的流向和流速，将发生规则性的变化。如果从某一原点，将各流速绘成矢量，则在一个周期内，各矢量的终点，便构成一闭合曲线，当没有其它类型的海流存在时，这些矢量之和为零。

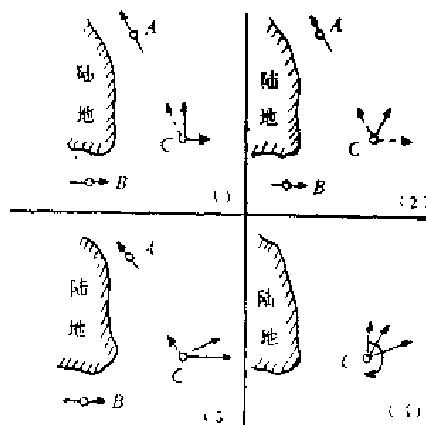


图8-59　地形对潮流的影响

由前面的讨论可知，当海湾内有一纵向驻振动存在时，由于柯氏力的影响，将产生一横向驻振动，这两个振动的周期相等，位相差$\pi/2$，若以纵轴表为y轴，指向湾顶为正，横轴表x轴，指向右方，那末，当y轴正方向的潮流达到最大值的时间，要比x轴正方向的潮流达到最大值的时间，迟1/4周期，见图8-60。

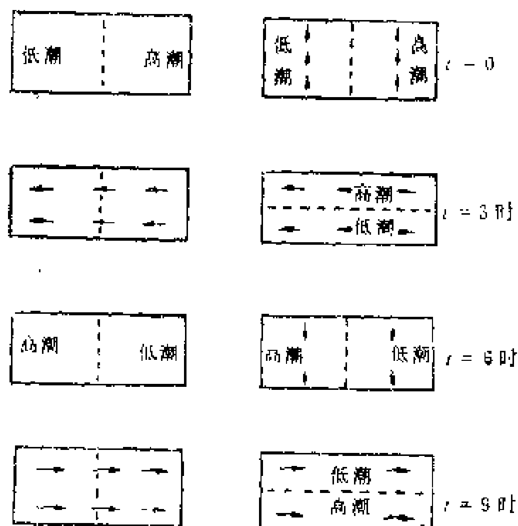


图8-60 地转对封闭海区潮波的影响

由于这两种驻波同时存在，海中央便是节点，显然，这一点的水位始终没有变化，所以叫无潮点，反之，在海区四周，则是波腹。在旋转潮波系统内一个固定点（无潮点），把不同时刻的流速矢量画在一张图上，矢量端点的联线为一椭圆，叫“潮流椭圆”(图8-61)。这种类型的潮流叫旋转潮流，流向将沿反时针方向旋转(图8-62)。

旋转潮流也同潮汐及往复潮流一样，随月球的相角、距离及赤纬不同而逐日改变，当朔、望及近地点时，流速增大，当上、下弦及远地点时，流速减小；当太阴赤纬最大时，潮流的日潮不等现象较显著，即早晚两个潮流椭圆不相吻合，相当悬殊，当太阴赤纬为零时，早晚两潮流椭圆相等。

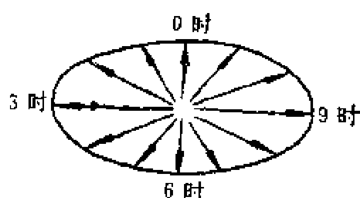
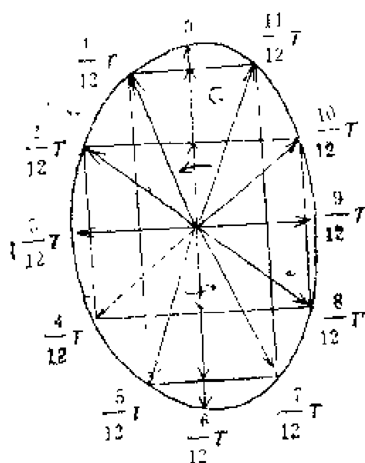


图8-61 旋转潮流椭圆


图8-62 旋转流的形成

旋转潮流也分半日周期潮流、日周期潮流及混合潮流。半日周期潮流，一日内两个椭圆，日周期潮流，一日内一个椭圆(图8-63)，混合潮流，一日内也有两个椭圆，但其大小相差悬殊(图8-64)。

在有摩擦的情况下，潮流更趋复杂。由于摩擦影响，反射波中的流速较入射波的流速为小，从而使无潮点向左偏(北半球)，并且，摩擦使入射波的波高变小，波长增长，从而使无潮点略向湾口移动。其次，由于摩擦的影响，在海底附近，有一摩擦影响层存在，在这一层之上，潮流的性质和没有摩擦存在的情况相同；在这一层之内，愈近海底，流速减小愈甚，至海底处为零。同时，潮流椭圆长轴的方向和最大流速发生的时间，也将发生改变。如果海深不大，那么，摩擦的影响可以直达海面。

水域宽度对潮流也有作用，狭窄水道中所以常有强大潮流，其原因在于半个潮周期内，必须有大量的海水通过这些通道。一个面积为100平方千米的海湾，以宽度200米，

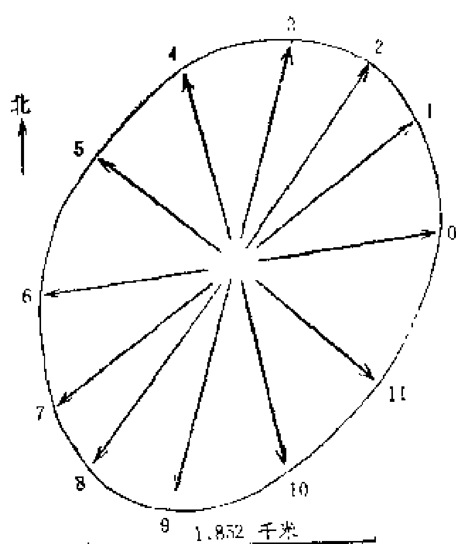


图8-63 日周期旋转潮流图

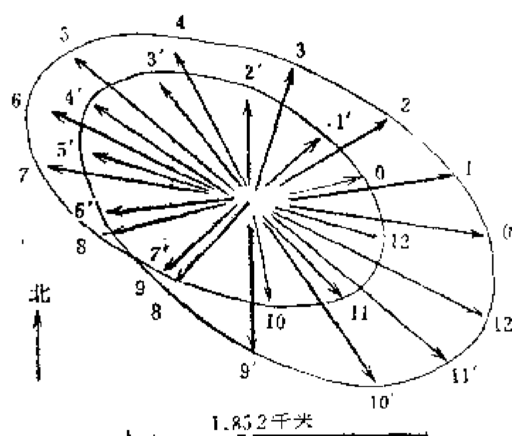


图8-64 半日周期旋转潮流图

深为50米的狭道与外海相通，那么，在这个狭道处的潮流平均速度为0.89米/秒(或1.73节)，狭道中央处的最大流速则可达1.8米/秒(或3.6节)，在狭道中，这么大的潮流并非罕见，英吉利海峡潮流有时可超过2.6—3.1米/秒，我国杭州湾潮流速度达到5.1—6.7米/秒，挪威海罗弗敦群岛附近，流速达到8.2米/秒。芬地湾潮流速度湾口1米/秒，湾里达2.1米/秒，而在米纳斯(Minas)水道和湾内，汹涌的落潮流速可高达5.7米/秒。

三、潮流与恒流的分离

海洋调查所得到的测流资料，既不是单纯的潮流，也不纯粹是恒流，而是两者的合成。因此，要分别得出潮流和恒流的量值，必须将测流资料加以分离。因为恒流是海水

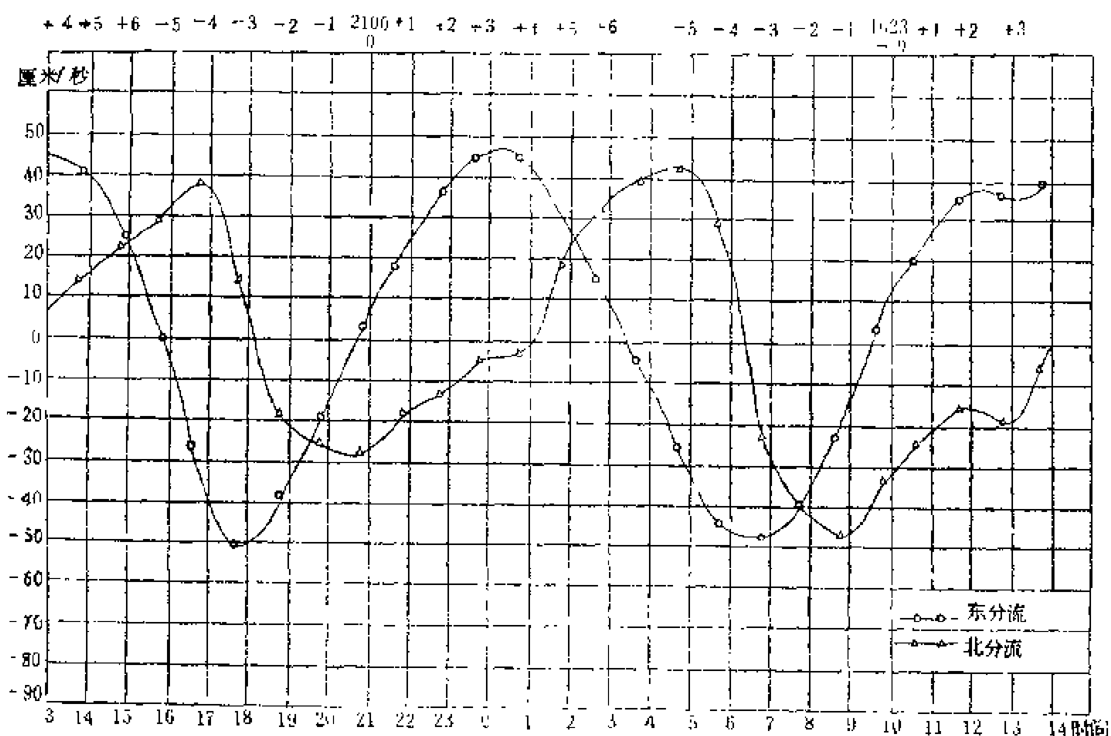


图8-65 东分量和北分量流速曲线

表8-6 半日潮流分析表

(a)求各流速的东分和北分流速：

时	分	流速W(厘米/秒)	流向(θ)	东分流速(v)	北分流速(u)
观测时间		流的观测		分量 $v=w\sin\theta$ $u=w\cos\theta$	
12/5 13	45	41	71	38.8	13.3
14	44	32	48	23.8	21.4
15	42	29	0	00.0	29.0
16	40	48	324	−28.2	38.8
17	43	52	285	−50.2	13.8
18	44	43	245	−39.0	−18.3
19	43	32	219	−20.1	−24.9
20	42	27	175	2.4	−26.9
21	42	27	135	19.1	−19.1
22	42	38	109	35.9	−12.4
23	42	44	95	43.8	−3.8
13/5 00	43	44	95	43.8	−3.8
01	42	39	62	34.4	18.3
02	42	35	26	15.3	31.5
03	42	39	354	−4.1	38.8
04	44	50	330	−25.0	43.3
05	42	53	304	−43.9	29.6
06	54	52	244	−46.7	−22.8
07	42	57	225	−40.3	−40.3
08	42	52	205	−22.0	−47.1
09	39	37	174	3.9	−36.8
10	42	32	141	20.1	−24.9
11	40	39	116	35.0	−17.1
12	46	41	119	35.9	−19.9
13	41	40	99	39.5	−6.3

$\frac{\text{小潮潮差}}{\text{观测时间潮差}}=0.75$

$\frac{\text{大潮潮差}}{\text{观测时间潮差}}=1.41$

观测日期自5月12日至5月13日

港　站号＿＿　东经＿＿　北纬＿＿　深度＿＿　观测时间高潮时＿2100＿　1023

(b)以观测时间高潮时为零时，由上列流速曲线图中，查出高潮时前后各六小时之东分流速与北分流速推算成大潮和小潮合成流速值：

高潮时前后时间	东分流速		北分流速		平均流速 东分	平均流速 北分	潮流 东分	潮流 北分	该日潮流 米/秒	该日潮流 流向	大潮=×1.41	小潮=×0.75
−5	−9.2	−38.5	32.8	34.2	−23.8	33.5	−26.6	36.3	0.45	324	0.63	0.34
−4	−38.8	−47.0	37.2	9.0	−42.9	23.1	−45.7	25.9	0.53	300	0.75	0.40
−3	−49.1	−43.9	2.4	−35.0	−46.5	−16.3	−49.3	−13.5	0.51	255	0.72	0.38
−2	−34.8	−30.2	−20.8	−48.0	−32.5	−34.4	−35.3	−31.6	0.48	228	0.68	0.36
−1	−14.5	−4.2	−26.9	−39.4	−9.4	−33.2	−12.2	−30.4	0.33	202	0.47	0.25
高潮时	6.1	15.0	−25.0	−27.6	10.6	−26.3	7.8	−23.5	0.25	162	0.35	0.19
+1	23.0	30.8	−17.4	−18.0	26.9	−17.7	24.1	−14.9	0.28	122	0.39	0.21
+2	38.5	35.5	−9.8	−18.6	37.0	−14.2	34.2	−11.4	0.36	108	0.51	0.27
+3	46.2	39.2	−4.0	−12.4	42.7	−8.5	39.9	−5.7	0.40	97	0.56	0.30
+4	42.2	38.8	0.0	13.3	40.5	6.6	37.7	9.4	0.39	76	0.55	0.29
+5	29.0	23.8	23.0	21.4	26.4	22.2	23.6	25.0	0.34	43	0.48	0.26
+6	9.5	−1.0	34.2	30.0	4.2	32.1	1.4	34.9	0.35	2	0.49	0.26

$\Sigma_{12}v=33.2$，　$\Sigma_{12}u=-33.1$　恒流流速4.0厘米/秒

$\frac{\Sigma_{12}v}{12}=-2.8$　$\frac{\Sigma_{12}u}{12}=-2.8$　流向135°

推算者

校对者

推算日期＿＿＿＿年＿＿月＿＿日

常向一定方向的流动，在某一短时间内，可以认为恒流是恒定的。利用这种特性可以分离出潮流。

例　具体计算步骤如下：

(1) 把观测的流速(W)及流向(θ)分解为东分流速(v)和北分流速(u)。

(2) 在厘米方格纸上，以横坐标表示时间(每一厘米为1小时)；纵坐标表示流速(每一厘米为10厘米/秒)定出各点，然后把各点连结起来而成东分流速曲线及北分流速曲线。

(3) 定出观测时间高潮时，以高潮时作为0，高潮以前各整时数为－1、－2、－3、－4、－5；高潮以后各整时数为＋1、＋2、＋3、＋4、＋5、＋6。

(4) 在流向流速曲线上，查出高潮前后各整时(－5、－4、－3、－2、－1、0、＋1、＋2、＋3、＋4、＋5、＋6)的东分量和北分量之值。

(5) 把同整时之流速加以平均，而得平均东分流和北分流流速。

(6) 把12个平均东分流加起来($\Sigma_{12}u$)除以12($\frac{\Sigma_{12}v}{12}$)而得恒流的东分流速－2.8厘米/秒；同理，把12个平均北分流加起来($\Sigma_{12}u$)除以12($\frac{\Sigma_{12}u}{12}$)而得恒流的北分流速2.8厘米/秒，则：

$$恒流流速=\sqrt{2.8^2+(-2.8)^2}=4.0厘米/秒$$

$$恒流流向=\mathrm{arctg}\left(\frac{2.8}{-2.8}\right)=135°$$

(7) 把高潮前后各整时的平均东分流速减去恒流的东分流速而得各整时的潮流东分流速；同理，把高潮前后各整时的平均北分流速减去恒流的北分流速而得各整时的潮流北分流速。

(8) 把潮流的北分、东分流速合成，即得高潮前后各整时的潮流流速流向。

(9) 计算观测点的大潮、小潮时流速。因为：

$$\frac{大潮流速}{观测时流速}=\frac{大潮潮差}{观测时潮差}=1.41$$

$$\frac{小潮流速}{观测时流速}=\frac{小潮潮差}{观测时潮差}=0.75$$

所以：

$$大潮流速=观测时流速\times1.41$$

$$小潮流速=观测时流速\times0.75$$

第九节　潮流计算

要保证海洋调查船安全准确地航行和顺利地进行作业，就必须掌握当时当地的潮流情况。有关潮流资料可以直接从海图上，潮汐表和航路指南里得到。下面介绍几种求流向、流速的比较简易实用的方法。

一、求旋转流的流向、流速

图8-66表示某海区的潮流图。箭头方向表示该海区所属港高潮前后各潮时的流

向，有羽毛箭头前的数字－1、－2、－3、－4、－5 分别表示高潮前第1、2、3、4、5 潮时的潮流流向，无羽毛箭头前的1、2、3、4、5、6 则表示高潮后第1、2、3、4、5、6 潮时的流向。“0”表示高潮时的流向。使用时，流向可直接在海图上量出。箭头旁的数字，表示该时刻平均大潮日的流速和平均小潮日的流速。求流速时，为了简便，如果在大潮日附近一、二天，可取大潮流速；如果在小潮日前后一、二天，则用小潮流速；其它日期可用平均流速。

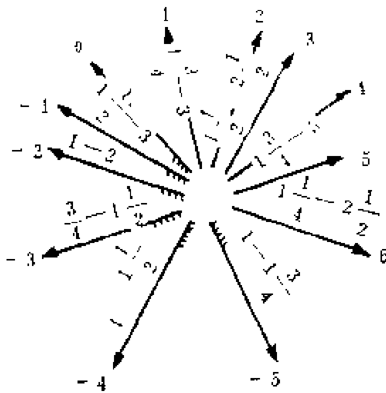


图8-66　旋转潮流图

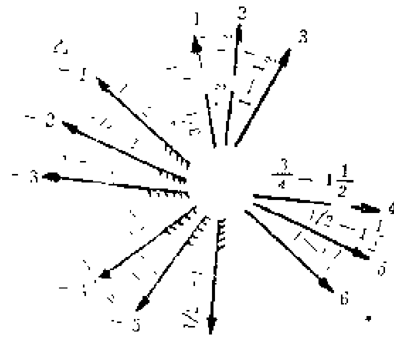


图 8-67　某海区潮流图

例：1983年 12 月 4 日，“实践”号海洋调查船要到某海区作业，求当日下午5时左右的流向、流速。

解：从海图上找出某海区的潮流图（图 8-67），海图附注中说明，该海区的主港为某港，查潮汐表得某港 1983 年 12 月 1 日高、低潮潮时为

低潮	高潮	低潮	高潮
0513	1101	1757	2316

12月 4 日是农历初一，是大潮，可取大潮流速。所求时间1700为1101高潮后即退潮流的第 6 时，故当时流向可按海图上相应的矢向（即图 8-67 上带 * 号的箭头）量取，流速为0.75米/秒。

例：同上例海区及日期，如果要求2200时的流向流速，则：

2200是在2316高潮前约 1 小时（即涨潮流第5时左右），在图上可量取带△号的矢向作为流向，流速为1.0米/秒。

二、求往复流的流向、流速

首先要计算出前后高（低）潮潮时，并从海图或有关资料中了解到该海区转流的时间，然后确定所求时间是涨潮流或退潮流。根据当时是涨潮流还是退潮流，就可以直接在海图上量得潮流的流向。

海图上的数字是大（小）潮日的最大流速，求任意时间的流速，与求旋转流当天的流速相同。

例：1983年12月3日1400—1500时，预计"实践"号海洋调查船航行在某海区东北海面约28千米处，求当时的流向、流速。

解：从《潮汐表副卷》中查得：附近海区西北（偏北）流开始于某岛高潮前2小时，终止于高潮后3小时；东南（偏南）流开始于高潮后3小时，终止于高潮前2小时，流速1.0米/秒。

首先需求出某岛12月3日的高低潮时，查潮汐表得：

高潮	低潮	高潮	低潮
0138	0748	1452	2009

根据《潮汐表副卷》记载可看出，从1252（在1452高潮前2小时）到1752（在1452高潮后3小时）这段时间都是西北（偏北）流，即该海图上刊载的涨潮流方向，也就是所求时间1400—1500的流向。

12月3日是农历30，是大潮，流速1.0米/秒 所求1400、1500时是在转流后的第1、第2潮时，可按当时最大流速1.0米/秒计算。

三、潮流表的使用

海上潮流表及潮汐表，提供了沿岸海区与航线有关各点的逐日逐时潮流流向和流速。其编排与使用方法举例说明如下：

（一）渤海潮流表

表中首页印有渤海潮流表站位图。在该潮流表中分别按站名及日期给出每小时的流向流速，上栏数字为流向，下栏数字为流速（单位节）。使用时可根据船位附近的站名，从表中直接查出当时的流向、流速。

例：某年某月16日11时"实践"号海洋调查船要到天津新港停靠，需要知道某海区的潮流情况，求当时流向、流速。

查站位图得知，某海区是在某站附近。查某站潮流表：

时＼日	1	2	…………………………	16
10	—	—		341 0.9
11	—	—		350 0.9

得流向为350°，流速为0.9节（0.45米/秒）。

（二）海上潮汐表

该表刊载了黄海南部与航线有关的潮汐资料及长江口附近潮汐概况。在该表前面印有海上验潮站位置。和查《渤海潮流表》的方法一样，先确定本船最接近的站名，然后根据站名查出当时的潮高。潮高基准面卷首有说明，要注意它与所用海图深度基准面是否一致。

（三）《中国近海潮流永久预报图表集》的使用

该表不同海区有不同分册，且每个海区的预报图表又分装三本，第一本是潮流表，第二本是潮流图，第三本是前两本的辅助表，称《T、D值表》。图表集的编号，第一个

数字代表海区号，后一数字代表这个海区的第几本。潮流表和潮流图是可以永久使用的。潮流表包括的预报层次较多，潮流图只包括5米层和一个深层的预报。T、D值表只能使用有限的年份。另外，在潮流表(图)中有潮汐永久预报，对每年出版的潮汐表中没有刊载的港口或海区可作参考。

1. *T、D值查法* 辅助表《T、D_1值表》中列出了1973—1979年的各整小时时刻的某海区的T、D值。T称为时间序数，D称为流速、潮高乘数，脚标"1"代表某海区(不同海区用不同的数字作脚标，不得互相混用)。如果时间是整小时，查T、D值是很容易的。如果时间不是整小时，则可先查出整小时的T、D值，将时间的分数化为小时的小数加到整小时的T值上，即得该时刻的T值。D值因变化缓慢，可不必予以订正，而直接用整小时的值。

若时间不是整小时，T值应由整小时的值加上时间的小数而得，绝不可以用前后两个整小时的T值来内插计算。

2. *潮流预报值推算法* 《海区潮流表》包括潮流预报值，同时还给出了它们的潮汐预报值。

欲求某时、某地、某深度的潮流，先要根据时间《T、D值表》，得出当时的T、D值，再根据站位图查出该地点的相应站号，然后由T值查该站在该深度的流向和平均潮流。查得的流向即是预报时刻的流向，查得的平均潮流乘上D值即得预报的潮流流速。

若T不是整数，欲预报地点不正好在预报站上，欲预报的层次不正好在预报层上，可有不同的处理方法。最粗略的方法是将T四舍五入取整数，取最接近的预报站和最接近的层次来查表得出。比较正确的方法是取最接近的预报站和最接近的层次，但对T不四舍五入，查表时用内插法。最准确，但比较麻烦的方法是对T、地点、层次都进行内插，最后求得流向及平均潮流，从而算出当时的流向和流速。

对流向内插时注意：若两个用来内插的流向之差大于180°，应先将较小的流向数值加360°，然后进行内插计算(若计算结果大于360°，则再减去360°)。

3. *潮汐预报值推算法* 欲求某时、某地的潮高，方法与潮流流速算法基本相同。先查《T、D值表》，得当时的T、D值，再由站位图查出该地点的相应站号，然后由T值查出该站的平均潮高，平均潮高乘上D就是当时的潮高。这里潮高的意思指的是当时海面比平均海面高多少米(若为负，则是低多少米)，它加上海图基准面深度，再加上平均海面的季节改正数，就相当于《潮汐表》刊载的潮高。

由于潮高在海中随地点的变化是缓慢的，如果欲预报潮高的地点不正好在预报站上，取附近预报站代替即可，不必对地点进行内插。

4. *实例*

例："曙光"号海洋调查船定于1983年12月30日下午5时50分航行到31°00′N，125°00′E作业，求当时海面下5米处和底层的潮流。

解：

(1) 查《T_4、D_4值表》，1983年12月30日下午5时(1700)，$T=175.2$，$D=0.9$，从而算得1983年12月30日17时50分，$T=176.0$，$D=0.9$(50分≐0.8小时，$175.2+0.8=176.0$；D值不加订正，用整点值)。

(2) 查站位图，欲求潮流地点正好是92站；

(3) 查92站潮流表的5米层和底层，得$T=176.0$时5米层的流向=315，平均潮流流速=0.8；底层的流向=329，平均潮流流速=0.8；

(4) 所求5米层潮流流向=315°，流速=$D\times$平均潮流流速=$0.9\times0.8=0.72$节(0.36米/秒)，底层的流向=329°，流速=$0.9\times0.8=0.72$节(0.36米/秒)。

例："向阳红"1号海洋调查船定于1983年12月25日19时到30°00′N，128°00′E海区抛锚，求当时底层的潮流。

解：

(1) 查《T_4、D_4值表》，知1983年12月25日19时，$T=66.5$，$D=1.1$；

(2) 查站位图，欲求潮流地点正好在109站；

(3) 查109站底层，看到$T=66.0$时，流向=198°，平均潮流流速=0.2节；$T=67.0$时，流向=236°，平均潮流流速=0.1节，从而内插得，$T=66.5$时，流向=217°，平均潮流流速=0.15节；

(4) 所求潮流流向=217°，流速=$1.1\times0.15=0.165$节(0.83米/秒)。

例："向阳红"2号海洋调查船定于1983年12月21日5时航行到26°00′N，124°20′E作业，试求该海区5米层的潮流。

解：

(1) 查《T_4、D_4值表》，知1983年12月21日5时，$T=56.0$，$D=1.4$；

(2) 查站位图，欲求潮流地点在151站和152站之间，它与151站的距离为151站和152站间的距离的4/9；

(3) 查151站5米层，$T=56.0$，流向=318°，平均潮流流速=0.2节，查512站5米层、$T=56.0$，流向=281°，平均潮流流速=0.0节；

(4) 内插得所求地点$T=56.0$，流向=302°，平均潮流流速0.1节；

(5) 因而所求潮流流向=302°，流速=$1.4\times0.1=0.14$节(0.7米/秒)。

例："向阳红"5号海洋调查船，定于1983年12月24日1时，航行到27°00′N，126°00′E海区附近，由海图上查得该处平均水深(即海图水深+基准面深度)为12.1米，求该处当时的实际水深以及当时底层的潮流。

解：

(1) 查《T_4、D_4值表》，该时刻$T=74.0$，$D=1.3$；

(2) 查站位图，调查船在146站附近；

(3) 查146站，$T=74.0$时，平均潮高(米)=-0.5，底层流向=97°，平均潮流流速=0.1节，从而得所求时刻潮高=$1.3\times(-0.5)=-0.65$，底层潮流流向=97°，流速=$1.3\times0.1=0.13$节(0.45米/秒)；

(4) 查《平均海面季节订正表》，在12月份的季节改正数为-0.1米；

(5) 实际水深=平均水深+季节改正数+潮高

$$=12.1-0.1-0.65=11.35\text{米}$$

例：海洋调查船"曙光"号在27°30′N，120°54′E海区附近海面进行水深测量，于1983年12月23日12时测得水深为21.5米，计算该处的平均水深和海图水深是多少(设基准面高度在平均海面下2.2米)？

解：

(1) 查《T_4、D_4值表》，1983年12月23日12时，$T=72.0$，$D=1.3$；

(2) 查站位图，知测量地点在138站附近；

(3) 查138站潮流表，知$T=72.0$时，平均潮高$=1.4$，故知当时的潮高为$1.3\times1.4=1.82$；

(4) 查《平均海面季节订正表》，知12月份的季节订正值为0.0米；

(5) 平均水深＝实际水深－季节订正－潮高＝21.5－0.0－1.82＝19.68米；

(6) 海图水深＝平均水深－基准面水深＝19.68－2.2＝17.48米。

四、旋转流简易算法

旋转流也称“八卦流”，即北流、东北流、东流、东南流、南流、西南流、西流、西北流。流向以流去的方向表示，有的地方(如闽浙沿海)习惯用流来方向表示，如“北水”就是指潮水从北流来，即“南流”。八卦流与涨退潮的关系一般为：南流为退平，北流为涨平，西南流开始涨潮，东北流为开始退潮。表8-7是嵊山外海和洋鞍海区每月农历初一至三十的潮水时间表(表中流向按习惯用流来方向表示)。

表8-7　嵊山外海和洋鞍海区潮流表

农历日期		低潮				高潮			
		北水	东北水	东水	东南水	南水	西南水	西水	西北水
初一	十六	0400/0430	0600	0730	0900	1030	1200	0130	0300
二	十七	515/600	735	900	1000/1035	1200	135	300	435
三	十八	635	800	935	1100	1235	200	335	500
四	十九	700	835	1000	1135	100	235	400	535
五	二十	735	900	1000/10.35	1200	135	300	435	600
六	二十一	800	935	1100	1235	200	335	500	635
七	二十二	835	1000	1135	100	235	400	535	700
八	二十三	900	1035	1200	135	300	435	600	735
九	二十四	1200	135	300	435	600	735	900	1035
十	二十五	1245	235	345	515	645	815	935	1115
十一	二十六	130	300	430	600	730	900	1030	1200
十二	二十七	215	345	515	645	815	945	1115	1245
十三	二十八	300	430	600	730	900	1030	1200	130
十四	二十九	345	515	645	815	945	1145	1245	215
十五	三十	430	600	730	900	1030	1230	150	300

第十节　世界大洋及中国近海的潮汐

一、世界大洋的潮汐

世界大洋及其近岸的潮汐(图8-68)，大西洋沿岸主要是半日潮，欧洲海岸这种性质

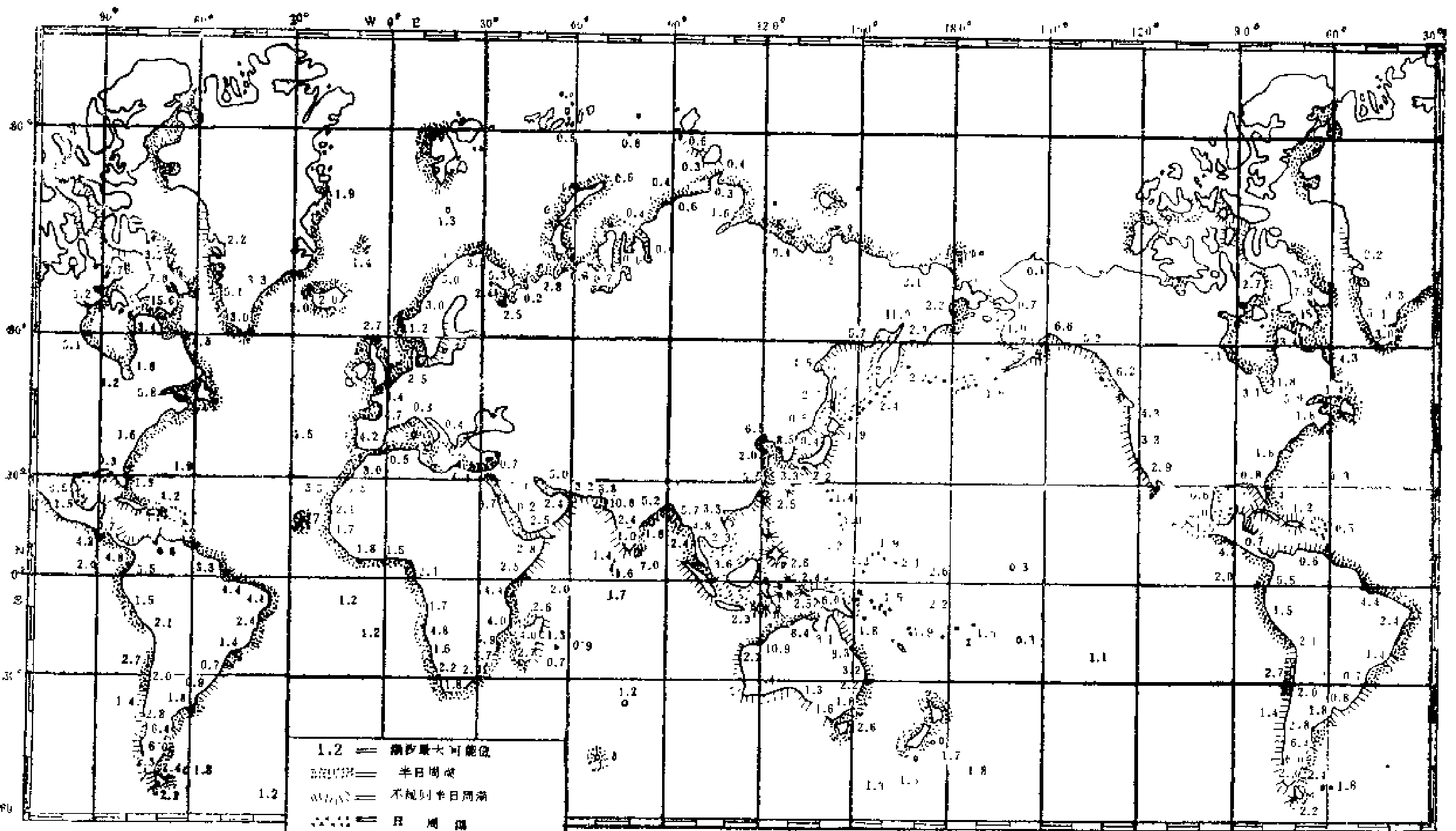


图8-68 世界大洋沿岸潮汐特性和最大可能潮差示意图

尤其明显。芬地湾是世界上潮差最大的地区，朔望大潮可达18—21米。英国海岸潮差也很大，布里斯特耳湾潮差达11.5米，利物浦有8米，泰晤士河116.3米，冰岛沿岸潮差也较大，4—5米。大西洋岛屿附近的潮差比沿岸小，一般1—2米以内，开阔水域的潮差不超过1米。波罗的海、芬兰湾沿岸潮差只有几厘米。

太平洋沿岸正规半日潮比日潮和混合潮要少，西岸和北美沿岸大多属混合潮，许多地方潮差可超过7—9米。但整个说来，东岸潮差大，如阿拉斯加的科克湾为8.7米，巴拿马湾和加利福尼亚湾在9米以上，智利群岛附近水域为8米。西岸鄂霍次克海品仁湾潮差可达11米，朝鲜仁川港8.8米，澳大利亚东岸2—4米。

印度洋沿岸主要是半日潮，澳大利亚西岸主要为全日潮。潮差最大的几个地方是：坎贝湾北部10.8米，仰光7.3米，达尔文港6.8米，贝拉6.2米，桑给巴尔4.4米。

二、中国近海的潮汐

我国海区潮汐的形成主要是由太平洋潮波传入所引起，海区本身直接受月球和太阳的引潮力而产生的潮汐是极小的。

（一）潮汐的类型

从入射潮波传播示意图8-69可以看出：西太平洋的潮波分两路进入我国海区，一路经日本与台湾之间的琉球群岛由东南向西北传播，进入东海，引起东海、黄海和渤海的海面发生振动；另一路经巴士海峡进入南海，引起南海的海面发生振动。

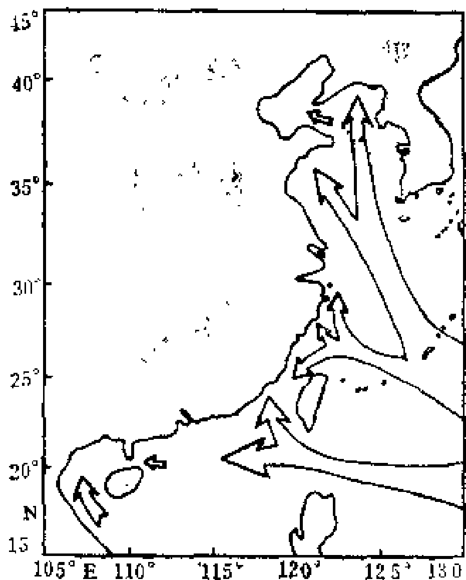


图8-69 入射潮波传播示意图

1.半日潮 以M_2分潮为例（图8-70），从图的同潮时线分布情况可以看出：太平洋的潮波从琉球群岛传入我国东海的主支，由于东海海区比较开阔，潮波为明显的前进波性质；向北传播，在黄海和渤海，由于受到海岸轮廓的影响，前进波被反射，变成驻波。在地球自转的影响下，产生旋转的潮波系统，形成许多无潮点；又由于海底摩擦的影响，无潮点偏向左岸。

M_2分潮潮波进入黄海后，同潮时线呈现两个旋转中心：一个约在北纬34°，东经122°附近，同潮时线绕这一点作左旋运动；另一个在成山头外海，同潮时线同样呈左旋分布。

自黄海进入渤海的分潮波，又分为两支：一支入渤海海峡，在海中央偏西南方向，形成一个无潮点；另一支传入辽东湾，在湾口偏西方向形成另一个无潮点。在渤海内，也同样形成两个左旋潮波系统。

进入东海的次支，南下传入台湾海峡，在台湾北部形成一个潮波系统。同时，由巴士海峡进入南海的另一分支，北上向台湾海峡方向推进，形成台湾海峡以南邻近海区的潮波系统。

2．日潮 以K_1分潮（图8-71）为例，K_1分潮潮波的传播较为简单。一支向台湾海峡，一支入黄海。入黄海的一支，也同样形成驻波，不过只有一个无潮点，位于黄海南

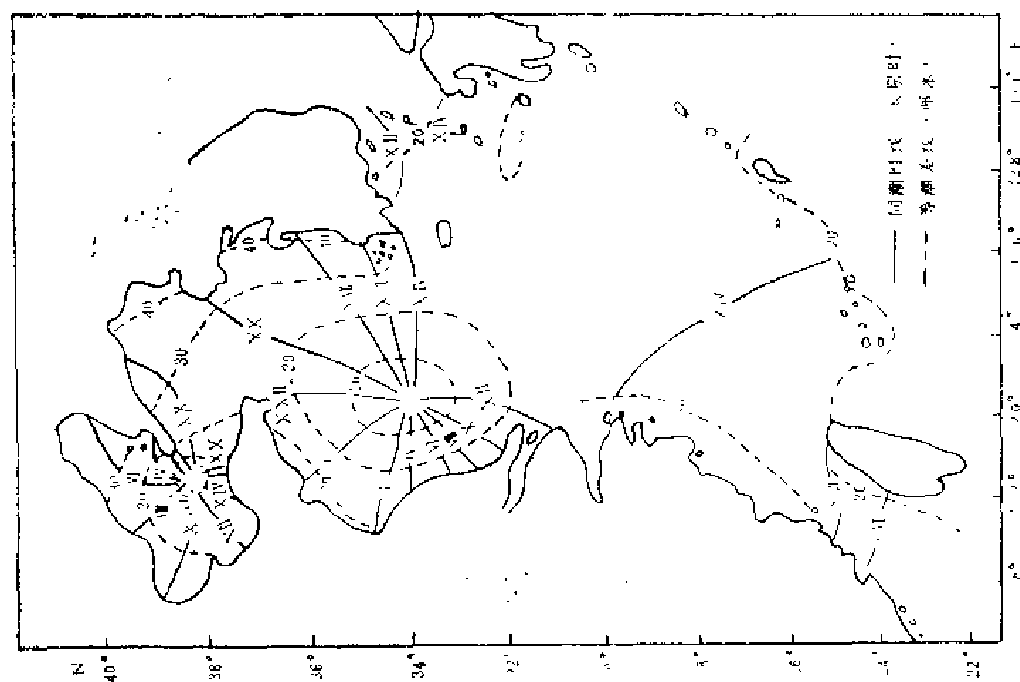


图8-71 K_1分潮的等潮差线和同潮时线图

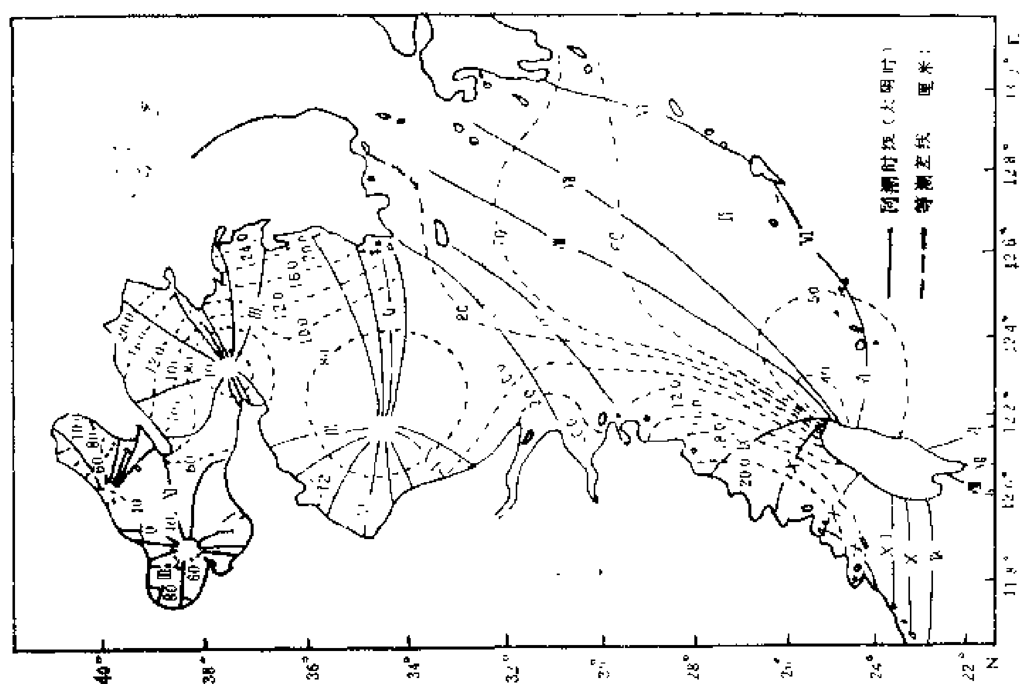


图8-70 M_2分潮的等潮差线和同潮时线图

部；潮波入渤海后，形成一个也是左旋的无潮点，位于渤海海峡附近。

我国南海的潮波起源于太平洋。太平洋的潮波由巴士海峡进入南海后，分为两支，其主支南下构成南海的潮波系统，另一小分支北上向台湾海峡方向推进，形成台湾海峡以南邻近海区的潮波系统。图8-72和图8-73分别为南海M_2分潮和K_1分潮的同潮时线图。由图可知，除北部湾有明显的旋转潮波系统及无潮点存在外，其它海区的潮波，带有前进波的性质，潮波传播方向从东北向西南，这与地转效应微弱有关。

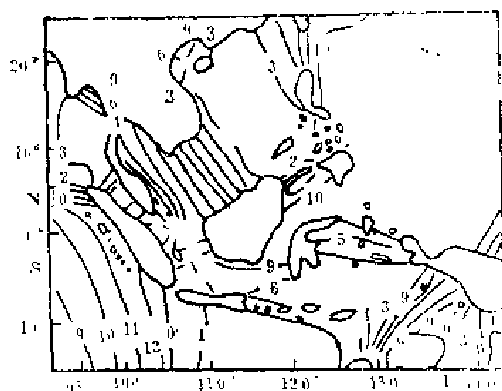


图8-72　南海及邻近海区M_2分潮同潮线

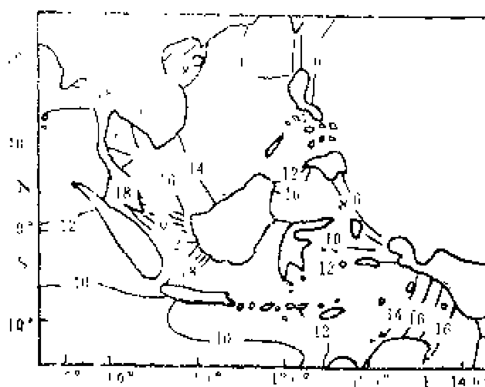


图8-73　南海及邻近海区K_1分潮同潮时线

（二）潮汐性质

我国近海沿岸潮汐性质，如图8-74所示。

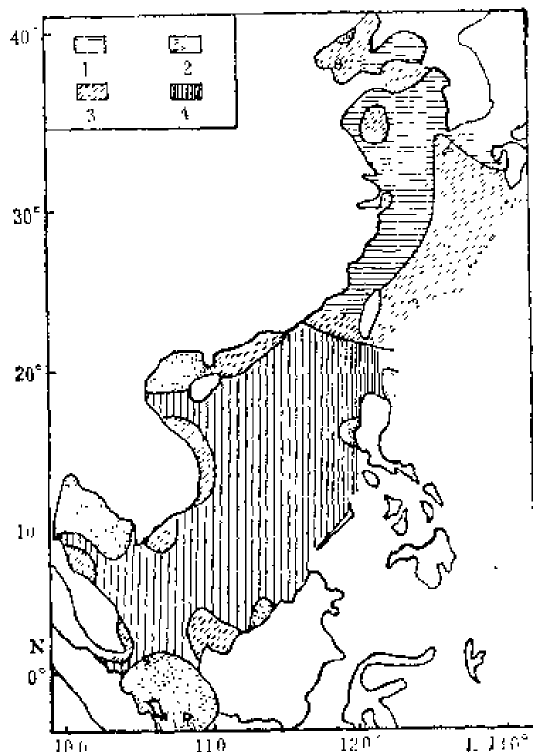


图8-74　中国近海及邻近海区潮汐性质分布图

1．正规半日潮　2．正规全日潮
3．不正规半日潮　4．不正规全日潮

在渤海区域内大部分地区潮汐属于半日潮和不正规半日潮；渤海湾和烟威外海为不正规半日潮；秦皇岛附近有一小块地区为日潮，其外围一小环形为不正规日潮；在莱州湾西北黄河口外，也有一小块地区为不正规日潮。

渤海海峡、黄海北部沿岸、黄海沿岸、东海直至福建沿岸都是半日潮和不正规半日潮。

台湾西侧为不正规半日潮．东侧为半日潮。福建、广东沿海大部分为不正规半日潮。

南海以不正规日潮和日潮为主，其中以不正规日潮占优势。广州湾、海南岛附近为不正规日潮，只有北部湾和琼州湾等少数地区为全日潮。

（三）沿海潮差情况

我国沿海潮差一般情况，如图8－75所示。在琉球群岛附近潮差约为2米，向西北方向增加。在东海沿岸，等潮差线几乎与海岸线平行，并且愈靠近大陆，潮差显著增大，福建沿岸半日潮差为5米。

从潮差分布图可以看出：

（1）渤海潮差，中部为2米，近岸约3米左右，辽东湾顶部及渤海湾顶部较大，在4米以上。

（2）黄海潮差，中央及山东半岛北岸2—3米，辽东南岸为3—8米，山东南岸及江苏沿岸在4米以上。

(3) 东海浙江、福建沿岸为我国潮差最大的地方，大部分地区在7米以上，其中特别是杭州湾澉浦，最大潮差为8—9米。这一特点，与地形有密切关系，当前进波传至海岸附近，由于水深逐渐变浅，潮波能量集中，使潮差迅速增大。

(4) 南海潮差一般比东海要小。南海北岸，从台湾海峡到珠江口一带以及广州湾附近，潮差较大，广州湾附近约3.5米，而海南岛东岸只有1.8米。整个南海以北部湾潮差最大，3—5米；其顶部潮差可达5—6米。

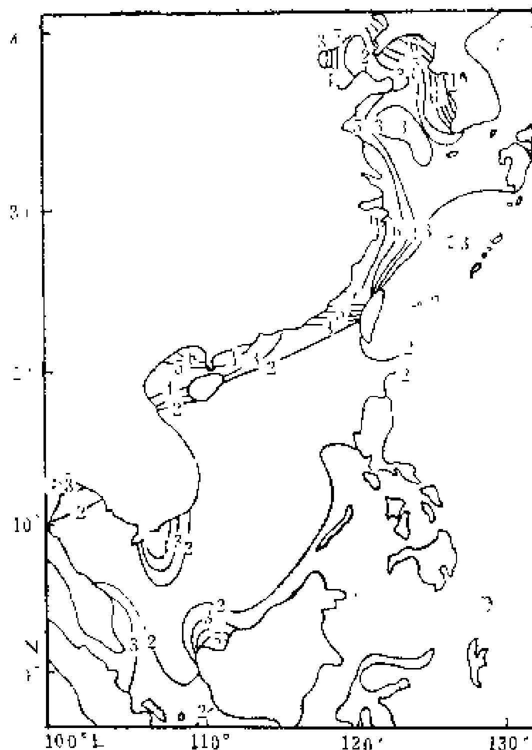


图8-75 中国近海及邻近海区潮差分布图

从等潮差线的分布(图8-70、8-71、8-75)还可以得出如下几点规律：

①潮波系统中心潮差小，其边缘潮差大；

②在潮波传播方向，右边比左边的潮差大。如黄海沿岸潮差大都在3—4米左右，而朝鲜西岸，不少地方潮差达8米以上；

③湾顶里比湾口的潮差大；近岸比外海的潮差大；

④总的趋势是潮差在海中央较小，越靠近岸边越大，海湾里面更大。

(四) 近海潮流情况

中国近海潮流情况比较复杂，渤海大部分海区具有不正规半日潮流性质，渤海海峡却为不正规日潮流。黄海东部及朝鲜西岸，多为半日潮流。黄海西部及中国沿岸则以不正规半日潮流为主。山东半岛北端为不正规日潮流。东海及台湾海峡以半日潮流为主。南海潮流很复杂，但总的说来以日潮流为主。

黄海的潮流多为旋转式，流速中央小(约0.5米/秒)，近岸大，而东岸又比西岸大。中国沿岸在1米/秒左右，朝鲜沿岸最大可超过1.25—1.5米/秒。东海潮流近岸多为往复式，外海多为旋转式，但长江口附近佘山地区也为旋转式。流速一般也以近岸为大，外海较小。佘山地区流速可达1.0—2.3米/秒，杭州湾北岸东部地区可达2.6—3.1米/秒，东海近岸地区由于海湾岛屿较多，潮流情况极为复杂。台湾海峡潮流为南北向，北面流速不超过1.0米/秒，澎湖以南可大于1.0—1.5米/秒。南海潮流一般不大，广州湾附近0.75米/秒左右，海南岛地区最强也不超过0.5米/秒。

第十一节　潮汐的应用

一、潮汐与军事

在海军战斗活动中许多问题都必须考虑到潮汐的因素。比如，在布雷时，必须根据海区的潮汐特性来计算布雷的深度和布雷的种类。在潮差大的地方便不宜布设触发性水

雷，而应该采用音响水雷或磁性水雷；在潮差小的地方布设触发性水雷的深度也必须考虑到使水雷在低潮时不致露出海面，同时还要使水雷在高潮时仍发生作用。在进行登陆和反登陆战役中也必须充分考虑到登陆地点海岸和潮汐的特点。很显然，在平斜海岸登陆是不利的，而反登陆是有利的，因为这时登陆舰艇只能停在离岸较远的地方，利用小型船只装载人员物资着陆，在低潮而海底底质又系淤泥的情况下登陆便很困难，一般说来，潮差大的港湾对于登陆战役是有利的，如美军在仁川登陆，郑成功在布袋港登陆都利用潮差大，易于靠近作战腹地，有利于迅速占领高地。

二、潮汐与航海

潮汐现象给航海的影响是很大的。在近岸海面涨退显著的地方，航行必须特别小心。以防潮位涨退而遭搁浅。船、舰进入港口时必须考虑潮位的高度，因为许多位于浅河口的港湾船只必须趁高潮或涨潮时方能进港。因此，在作航行计划时，必须事先了解各港口的高潮时，以便顺利地执行航行计划。

顺流可增加船只航速，逆流可减低航速，侧流则将使船只偏离航线，遭遇危险。由于潮流的流向和流速，均随时间发生周期性变化，故航行时，不可不注意潮流的特性。

三、潮汐与海岸工程

潮差大小将影响码头高度的设计，过高则浪费，过低则不利於防浪而保障船泊安全。海港工程设计中，一般需要三种基本水位资料：

(一) 设计高(低)水位

此水位是海港工程设计的主要依据水位。设计高(低)水位对码头而言，是指该码头在该设计高(低)水位的范围内，保证设计要求的最大船舶在各种装载情况下，都能够安全靠泊及装卸作业，而且，能在各种设计荷载(如堆货机械和车辆荷载，船舶荷载，土压力等)的作用下，满足码头结构及基地强度和稳定性的要求。又如海港工程中航道的水深，则系以设计低水位为标准，在该水位下按设计规定的最大船舶满载吃水及几种预留深度(如船舶龙骨下最小预留深度、波浪影响的预留深度，船舶航行时增大吃水的预留深度、两次航道挖泥间隔时间的泥沙回淤预留深度等)确定的。

设计高水位一般采用高潮累积频率10%的潮位或历时累积频率1%的潮位；设计低水位一般采用低潮累积频率90%的潮位或历时累积频率的98%的潮位。

高(低)潮累积频率的统计方法一般采用完整的一年或完整的多年潮位资料进行统计(统计步骤可参照交通部制订的港口工程规范)。

(二)校核高(低)水位

校核高(低)水位是港口在非正常天气条件下的特殊高(低)潮位，对港口而言，并不要求该港口(或建筑物)在这种特殊高(低)潮位时，仍旧能照常靠船和装卸作业，但对于大部分客货码头，则要求在这种高潮位时不被淹没，还要求码头在这种特殊潮位的情况下，在非靠船作业时的各种荷载作用下各部分结构及基地，仍保有必要的较低安全度。

校核高(低)水位的计算，一般要求有连续二十年以上的实测最高(低)潮位资料。具

体计算方法可参照“港口工程规范”。

（三）乘高(低)潮作业水位

乘潮作业有乘高潮作业和乘低潮作业两种，如集港进港航道，因通过船舶较少，或在航道的某段因底部有浅滩淤积，或有礁石不便按原设计要求挖深，或挖深的工作量太大不合经济效益时，就有可能采取在高潮前后一段时间(Δt)内，船舶乘潮进出港，乘潮作业持续时间Δt是由乘潮浅段的长度，每潮乘潮进出航道的船数，船舶通过浅段时的航行速度，以及航道是单向或双向航道等等有关因素确定的。

相反，在施工过程中，有的建筑物平时淹没在水面下，而工程又要求其混凝土的构件现场浇注，因此，只有利用低潮前后潮位低落，施工部分露出水面时进行浇注。这种乘低潮作业持续时间Δt，由施工要求确定。

当乘高(低)潮作业持续时间Δt确定后，可以计算出乘潮作业的水位。

另外，潮流可使海底泥沙迁移，而发生淤塞港口的危险，故在设计码头与防波堤等方面时，均应首先明了潮汐与潮流的情形。

盐田的开辟，海滩新生地的开发等均与潮面的高度有关。

三、潮汐与测量工程

陆地测量的高度，大都以平均海面为基准面起算。平均海平面是一个与重力垂直的平面，各地因地形不同而有差别。在一国之内，大都选定某一港口的平均海平面，作为大地测量的高度标准。如我国于1956年规定青岛验潮站的多年的平均海平面作为全国高程系统的基准面。而欧洲地区则以阿姆斯特丹验潮站的多年平均海平面作为高程的基准面；美国以波特兰验潮站的多年平均海平面作为基准面。这些地区性的高程基准面，也叫区域性的大地水准参考面。区域性的大地水准参考面必须通过平均海平面进行计算才能确定。

平均海平面有日平均海平面、月平均海平面和年平均海平面，而某验潮站多年的平均海平面便称为平均海平面。平均海平面可以认为是消除各种随机振动和短周期波动、长周期波动之后的理想的海面。它的高度对固定地点在空间上是确定的。

一般来说，平均海平面要根据十九年的观测记录求得。从1956年起，我国采用青岛验潮站的十九年的平均海面作为全国大地高程起算面，因此，我们说喜马拉雅山的珠穆朗玛峰为海拔8848米，是指从黄海平均海面(也叫黄海零点)算起的高度。

平均海面与半潮面一般是不一致的，半潮面是高潮的高度和低潮的高度的平均值，也就是取平均高潮和平均低潮的算术平均值，也叫平均海面。假若潮汐曲线是正规的正弦曲线或余弦曲线，则半潮面与平均海面完全重合。但实际的潮汐曲线并非正规的正弦曲线或余弦曲线，尤其是潮波经浅水海区后，总要发生变形，因之，半潮面与平均海面的高度往往并不相等，表8-8是某港1956年月平均海面和半潮面的量值。表中单位为厘米，A_0是平均海面，T_0是半潮面，$T_0-A_0=2.6$厘米，同是这个地点1955年$T_0-A_0=127.1-125.0=2.4$厘米，与1956年差别很小，半潮面与平均海面，只有在特定条件下，二者量值才近似地相等，一般说来其高度值不相同。

平均海面是确定山高水深的起算面，高度向上计算，深度向下计算。对于计算深度来说，由于海洋潮位的升降，海面大约有一半的时间是低于平均海面，因此以平均海面

表8-8 某港1956年月平均海面和半潮面的量值

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
A_0	102	97	108	116	123	139	147	149	145	127	117	108	123.2
T_0	104	101	111	118	126	142	149	151	147	130	121	110	125.8

向下计算的深度事实上约有一半的时间没有那么深。为了保证航海安全和便于船只航行的计划安排，海图上所标明的深度，从所谓"海图深度基准面"向下计算。海图深度基准面的选取，主要是为了保证航海的安全和充分利用航道，因此深度基准面要定得合理，不宜过高和过低。

海图上所标明的深度，最好是近似的最小深度，即多数情况下，实际水深大于海图上所标明的深度值，若取潮高起算面和海图深度基准面一致，实际水深即等于海图深度加上潮汐表上的潮位预报值，这样使用起来就方便了。

关于海图深度基准面的确定，许多国家都不一样，主要的有下面几种：

（一）可能的最低潮位面

法国的海图采用这种基准面，其表达式为：

$$Z_0^* = 1.2(M_2 + S_2 + K_2) \tag{8-38}$$

式中：M_2、S_2、K_2代表该分潮的调和常数H_0、Z_0是从平均海面向下计算的深度。

（二）大潮平均低低潮面

取一年当中每个月大潮期间最低的低潮进行平均，即得之。

（三）印度大潮低潮面（或称最低低潮面）

$$Z_0^* = (M_2 + S_2 + O_1) \tag{8-39}$$

日本，印度采用这个基准面。

（四）平均大潮低潮面

$$Z_0^* = (M_2 + S_2) \tag{8-40}$$

在全日潮很小的情况下，全部大潮低潮面大约有50%以及全部低潮的12%在这个基准面之下，随着全日潮的增加这个比值很快增大，对日潮港和浅海河口区不大适用。

（五）英国海军部海图深度基准面

$$Z_0^* = 1.1(M_2 + S_2) \tag{8-41}$$

它接近于上述平均大潮低潮面，六十年来采用"最低天文潮面"。即取潮汐推算中所出现的最低潮位为海图深度基准面。

（六）美国海图深度基准面

东岸取平均低潮为

$$Z_0^* = M_0\text{（平均低潮面深度）} \tag{8-42}$$

全部低潮的大约50％在这个面之下。

西岸取平均低低潮，即取每天两次低潮中较低的一次进行平均，若用调和常数表示，近似地为：

$$Z_0' = M_2 + (K_1 + O_1)\cos 15^\circ \qquad (8\text{-}43)$$

全部低低潮的大约50％和全部低潮的大约25％在这个面之下。

我国海图基准面，以前采用过略最低低潮面，平均大潮低潮面、实测最低潮面等。1956年以后，采用“理论深度基准面”，它主要是用八个分潮进行组合，计算其可能的最高和最低潮面。这八个分潮分别是：M_2、S_2、N_2、K_2、K_1、O_1、P_1、Q_1（具体计算参阅《潮汐学》有关章节）。

四、潮汐与发电

潮汐的升降与潮流的进退，具有极大的动力，我国海岸线长达一万八千多公里，海湾交错，海岸线曲折，蕴藏着丰富的潮汐动力资源，这是沿海地区重要的能源之一。

复习思考题

1．解释下列名词的概念

（1）天球；（2）赤纬(δ)；（3）时角(t)；（4）天顶距(θ)；（5）春分点。

2．说明天体的视运动。

3．什么叫地方时？世界时？区时？

4．为什么1平太阴日＝24.8412平太阳时？

5．什么叫月相？什么叫朔望月？在一个朔望月中说明月相变化情况。

6．地、月、日运动概况如何？地月质心的位置如何？

7．解释下列名词的概念

（1）平潮；（2）平均高潮间隙；（3）平均海面；（4）潮高基准面；（5）海图深度基准面。

8．说明正规半日潮、全日潮、不正规半日潮、不正规日潮的区别。

9．引潮力是如何产生的？为什么水平引潮力才是产生潮汐的真正原动力？

10．太阳引潮力和月球引潮力，两者的比例如何？

11．试述平衡潮理论的基本观点，它有哪些缺点？

12．根据平衡潮潮高公式：

$$h_M = \frac{3}{2}\frac{M}{E}\frac{r^4}{R^3}\left(\cos^2\theta - \frac{1}{3}\right)$$

$$h_S = \frac{3}{2}\frac{S}{E}\frac{r^4}{R'^3}\left(\cos^2\theta - \frac{1}{3}\right)$$

计算平衡潮最大潮差。

13．潮汐动力学理论的基本观点是什么？

14．什么叫固有振动周期？海湾中能产生最大潮差的条件是什么？

15．柯氏力对潮波进行所发生的作用如何？

16．什么叫同潮时线、等潮差线、无潮点、旋转潮波系统？

17．什么叫分潮？什么叫潮汐调和常数？

18. 试述潮汐调和分析法的原理。
19. 什么叫潮流？与海流的区别是什么？如何分离潮流？
20. 什么叫来复流？试述来复流转流的三种情况。
21. 什么叫旋转流？用潮流动力学理论解释旋转流的形成。
22. 潮汐和潮流如何查算？
23. 中国近海的潮波系统和潮汐、潮流特点是什么？
24. 试述我国现用的高程起算面和深度基准面。

第九章　海水的混合

第一节　混合的概念

在前面几章里，分别讨论了海流、海浪和潮汐等海水较有规则的运动。然而，海洋中还存在一种更为普遍的运动形式：参与这种运动的海水，带着它原有的特性，由一个空间向另一空间运动，使得在该运动所及范围内的海水性质渐渐趋向均匀。这类运动，总称为混合。

一、混合的形式

混合有三种形式：分子混合、涡动混合和对流混合。分子混合是由于组成液体分子和液体中溶质物分子的随机运动所引起。由于这种随机运动，相邻水层的分子便产生交换作用。因此，如果水层之间的流速不等，那么，这种交换作用将引起动量的转移；如果相邻水层的温度不同，就要导致热量的转移；如果相邻水层内溶解物的浓度不同，就要导致溶解物的扩散。这种种交换的量与速度、温度、浓度的梯度成比例。它们的比例因子，即为分子粘滞系数、分子热传导系数、分子扩散系数。对于任何一种液体来说，这些系数都是温度、压力和浓度的函数，并且可以由实验精确地测定这种函数形式。

但是，在海洋中，海水的运动更为普遍的是处于一种表观上复杂、无规则的乱流或涡动状态之中。涡动是叠加在某种较有规则运动之上的，由大大小小水块所参加的随机运动。这种水块的速度，无论是在一定的时间上由一个地点到另一个地点，或者是在一定的地点上从一个时间到后续的另一个时间，总是急剧的变化着。在这种情况下，各种不同大小的水块，便进入不同的空间，带去了它所包含的特性。这种作用所产生的混合，称为涡动混合。由涡动混合所引起的特性交换之量，以涡动粘滞系数、涡动热传导系数和涡动扩散系数来表征。显而易见，这些系数的量值远比分子混合的为大。一般把涡动分成垂直和水平两种类型来研究。本章将着重讨论垂直涡动混合。

当上层海水的密度比其下的海水密度要大时$\left(\frac{d\rho}{dZ}<0\right)$时，所受的重力大于浮力，因此就下沉，其下的海水相应上升，发生垂直方向上的对流。这种作用产生的混合，叫对流混合，它取决于海水密度的垂直分布，与海水的运动状态无关。

在上述三种混合中，分子混合作用极为微弱。实验测定结果表明，涡动粘滞系数是分子粘滞系数的10^3—10^6倍。分子热传导系数也非常微小。从计算得知，在只考虑分子混合时，若表层海水温度为30 °C，100米处为0 °C，那么，经过100年之后，100米处的温度仅仅升高7.3 °C。所以，分子混合的效应可以忽略不计。

二、涡动

涡动的尺度是各不相同的，它随方向变动的情况与频率有关。据研究，频率高的涡

动状态，在上下、前后、左右诸方向上没有明显的差异，可看作是各向同性的。而周期长的涡动，却具有明显的各向异性，它们的水平尺度一般是垂直尺度的 10 — 10^3 倍。

表 9 - 1 列出了各种规模涡动的尺度。只有规模大的涡动才显示出尺度，依方向不同而有大小之分。

表 9 - 1　海洋涡动的规模

线尺度 垂直向	线尺度 水平向	该尺度的典型涡动	备注
≤1 cm		粘性范围的小涡动	几乎各向同性
1cm—1m		惯性范围的小涡动	
1—10^1m	1—10^4m	在与风、潮汐有关的扰动层中的涡动	各向异性随尺度增加而显著
	1—10^2km	潮流中的大涡旋	
10—10^3m		海流中的小涡旋	
	10^2—10^3km	海流中的大涡旋	

涡动的能量是由水层中平均运动动能的变化来供给的。在密度垂直分布均匀的海中，涡动十分发达，它所得到的能量，在克服海水内摩擦的过程中，转变为热能。但是，在密度成层$\left(\frac{d\rho}{dZ} > 0\right)$的海中，一部分平均运动动能的变化将用来增加水块的位能。因此，供给涡动的能量就要减少，使垂直涡动衰减，以致停滞。

第二节　垂直稳定度

海水混合作用的强弱，不仅取决于引起混合的因素，而且与海水的稳定与否有关系，即取决于海水本身的稳定度。

什么叫稳定度？请看下面一个简单的例子，图 9 - 1 有三个小球，分别放在凹面、凸面或平面上。第一种情况，在小球受外力作用后仍要回到原处，这叫稳定状态；第二种情况，小球稍有扰动就要滚下来，且不能回到原来位置，这叫不稳定状态；第三种情况，则是把小球移到那里，它就停在那里，我们就称之为中性平衡状态。对海水垂直运动来说，同样也有这样三种状态：如某一高度处的水块受到冲击向上或向下运动，这时存在三种情况，一是如果水块受力移动后逐渐减速，并有返回原高度的趋势，我们说这水块是稳定的。二是如果水块一离开原来的位置就向前加速运动，我们就说它是不稳定的。三是如果它们被推到某高度以后，既不加速也不减速"随遇而安"，我们就称之为中性平衡。这种表示各水层保持原来状态的能力，称为水层的垂直稳定度。

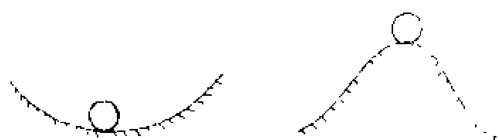


图 9 - 1　小球稳定状态示意图

一．判定垂直稳定度的数学方程

我们知道水块在重力场中总是密度大的在下，密度小的在上，正如水、油混合后，油要浮在上面，水沉在下面一样。现假定有两层水体，上层密度为 ρ_1， 下层为 ρ_2， 如果从上层拉一小团水块以绝热方式来到下层水体中， 那么它就会因压力改变而产生体积的变化，使本身密度变为ρ_3。这样一来，此小团水块在新位置上要受到重力与浮力的联合作用而得到一个加速度 $a=\frac{\rho_2-\rho_3}{\rho_2}g$。这时有三种运动情况：

（1）如果$\rho_2-\rho_3>0$，那么这个加速度是正的，就说它还得回去，这种情况叫稳定状态。

（2）如果$\rho_2-\rho_3<0$，加速度为负值，就意味着水块不但回不去，相反要继续往下沉降，这就叫不稳定状态。

（3）$\rho_2-\rho_3=0$，加速度为零，这种状态就叫中性平衡。

我们用数学公式来表示这种状态：

$$\text{稳定度}\,E=\frac{1}{\rho}\frac{\Delta\rho}{\Delta Z} \tag{9-1}$$

其中 ρ 是水块的平均密度，$\Delta\rho=\rho_1-\rho_2$，ΔZ 为水块沉降或上升距离，E 表示 ΔZ 这个水层的稳定度。

若我们把 ΔZ 取得很小很小，则就可得到某一点的稳定度：

$$E=\lim_{\Delta Z\to 0}\frac{\rho_1-\rho_2}{\rho_2}\frac{1}{\Delta Z}=\frac{1}{\rho_2}\frac{\Delta\rho}{dZ} \tag{9-2}$$

式中ρ_1、ρ_2分别表示其深度 Z 处的水块移至 $Z+\Delta Z$ 处后，周围海水的密度和该水块的密度。

通常因$\frac{1}{\rho_2}$ 的量值与1相差极微，故常当1来计算，则上式可写成：

$$E=\frac{\Delta\rho}{dZ} \tag{9-3}$$

必须注意：此处 $\frac{\Delta\rho}{dZ}$ 与密度的垂直梯度 $\frac{d\rho}{dZ}$ 不同。前者要把温度的绝热变化考虑在内，而 $\frac{d\rho}{dZ}$ 则只是表示密度的垂直梯度。

引用条件密度，对于水深小于100米的海区，海水垂直稳定度的计算式如下：

$$10^5E=10^5\frac{d\sigma_t}{dZ} \tag{9-4}$$

计算时，$\frac{d\sigma_t}{dZ}$ 可近似以 $\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta Z}$ 代替。

当 $E>0$ 时，表示水层稳定；当 $E<0$ 时，表示水层不稳定；当 $E=0$ 时，表示水层处于随遇稳定的状态。

我们知道 σ_t 是不考虑由于温度、盐度随压力改变而引起的密度变化（即密度随压力变化很小），因此，在深度小于100米时，这种忽略是可以的，但当深度大于100米

时，绝热变化必须加以考虑，于是：

$$E = 10^{-3}\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta t}\left(\frac{\Delta t}{\Delta Z} - \frac{\Delta\theta}{\Delta Z}\right)$$

式中 t 是水温，$\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta t}$ 是指盐度不变时密度随温度的变化量，它总是负的，$\frac{\Delta t}{\Delta Z}$ 是指水温随深度的改变，$\frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$ 则为温度的绝热变化，它总是正的。

如果温度随深度增加而降低(或者随深度而增加，但其增高之值小于绝热增高之值时)，则水层为稳定的。

如 $\frac{\Delta t}{\Delta Z} = \frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$，则为中性稳定，如 $\frac{\Delta t}{\Delta Z} > \frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$ 则为不稳定。一般，垂直稳定度与水温垂直梯度关系最大，在温度梯度大的地方，垂直稳定度也大，垂直稳定度大的地方，涡动和对流都不容易发生，稳定度小的地方，情况恰好相反，所以稳定度是制约着海水混合

表9-2　水层垂直稳定度计算表

海区　　调查船　　站号　　站位　　纬度　　经度

层次 Z (米)	T (°C)	S	Z	T	S	ΔZ	ΔT	ΔS	$10^4 \frac{dT}{dZ}$	表23	表24	表25	$10\frac{d\theta}{dz}$ (11)+(12)+(13)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)
0	29.79	33.75											
			2.5	29.78	33.78	5	−0.03	0.06	−60.0	2.53	0	0	2.53
5	29.76	33.81											
			7.5	29.72	33.74	5	−0.09	−0.14	−180.0	2.52	0	0	2.52
10	29.67	33.67											
			12.5	29.65	33.65	5	−0.05	−0.05	−100.0	2.52	0	0	2.52
15	29.62	33.62											
			17.5	29.61	33.60	5	−0.03	−0.05	−60.0	2.52	0	0	2.52
20	29.59	33.57											
			22.5	29.59	33.58	5	0.00	−0.04	0.0	2.52	0	0	2.52
25	29.59	33.53											
			27.5	29.39	33.52	5	−0.40	−0.03	−800.0	2.50	0	0	2.50
30	29.19	33.50											
			32.5	28.46	33.49	5	−1.47	0.03	2940.0	2.44	0	0	2.44
35	27.72	33.47											
			42.5	26.59	33.48	15	−2.26	0.01	−1506.7	2.32	0	0	2.32
50	25.46	33.48											
			62.5	23.75	33.51	25	−3.42	0.06	−1368.0	2.14	0	0	2.14
75	22.04	33.54											
			87.5	21.07	33.59	25	−1.94	0.09	−776.0	1.95	0	0	1.95
100	20.10	33.63											
			125.0	19.00	33.71	50	−2.20	0.15	−440.0	1.81	0	0	1.81
150	17.90	33.78											
			175.0	16.85	33.98	50	−2.10	0.39	−420.0	1.67	0.01	0	1.68
200	15.80	34.17											
			225.0	14.59	34.16	50	−2.42	−0.02	−484.0	1.51	0.01	0	1.52
250	13.38	34.15											
			275.0	12.64	34.15	50	−1.40	0.00	−298.0	1.37	0.01	0	1.38
300	11.89	34.15											
			350.0	10.73	34.16	100	−2.33	0.01	−233.0	1.23	0.02	0	1.25
400	9.56	34.10											

强弱的内部条件，是研究混合、内波等问题的极重要的因素。水深大于100米的海区，海水垂直稳定度的计算式如下：

$$10^8 E = 10^4 \frac{\partial \rho}{\partial t}\left[10^4\left(\frac{dt}{dZ} - \frac{d\theta}{dZ}\right)\right] + 10^4 \frac{\partial \rho}{\partial S}\left(10^4 \frac{dS}{dZ}\right) \qquad (9\text{-}5)$$

式中：$\frac{\partial \rho}{\partial t}$和$\frac{\partial \rho}{\partial S}$分别表示现场密度随温度和盐度的变化；$\frac{d\theta}{dZ}$为单位深度的水温绝热改变量；$\frac{dt}{dZ}$和$\frac{dS}{dZ}$分别为温度和盐度的垂直梯度（计算时，可以近似以$\frac{\Delta t}{\Delta Z}$和$\frac{\Delta S}{\Delta Z}$代替）。

由此可见海水的垂直稳定度，实质上就是把水块恢复原来垂直位置的能力，近似用单位距离内水块在绝热运动中密度随温、盐的改变而改变的量来计算。

计算步骤：

（大于100米的水层） 第 页

观测日期 年 月 日 时

(10) — (14)	表20	表21	表22	$10^4\frac{\partial\rho}{\partial t}$ (16)+(17)+(18)	(15) × (19)	$10^4\frac{dS}{dZ}$	表26	表27	表28	$10^4\frac{\partial\rho}{\partial S}$ (22)+(23)+(24)	(21) × (25)	10^8E (20)+(26)
(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)	(26)	(27)
−62.53	−3.396	0.00	0	−3.40	195.4	120.0	7.487	0	0	7.49	898.8	1094.2
−182.53	−3.391	0.00	0	−3.39	601.7	−280.0	7.488	0	0	7.49	−2097.2	−1495.5
−102.52	−3.385	0.00	0	−3.39	330.2	−100.0	7.488	0	0	7.49	−749.0	−418.8
−62.52	−3.381	0.00	0	−3.38	194.3	−100.0	7.488	0	0	7.49	−749.0	−554.7
2.52	−3.379	0.00	0	−3.38	8.5	−80.0	7.488	0	0	7.49	−599.2	−590.7
−82.10	−3.364	0.00	0	−3.36	2679.6	−60.0	7.489	0	0	7.49	−449.4	2230.2
−2946.45	−3.291	0.00	0	−3.29	9664.6	−60.0	7.497	0	0	7.50	450.0	9214.6
−1509.02	−3.145	−0.01	0	−3.16	4753.8	6.7	7.517	0	0	7.52	50.4	4804.2
−1370.14	−2.921	−0.01	0	−2.93	4007.0	24.0	7.563	0	0	7.56	181.4	4183.4
−777.95	−2.702	−0.02	0	−2.72	2105.4	36.0	7.587	−0.01	0	7.58	272.9	2378.3
−441.81	−2.528	−0.02	0	−2.55	1117.4	30.0	7.618	−0.01	0	7.61	228.3	1345.7
−421.67	−2.346	−0.03	0	−2.38	995.6	78.0	7.656	−0.02	0	7.64	595.9	1591.5
−485.55	−2.144	−0.04	0	−2.18	1051.8	4.0	7.697	−0.02	0	7.68	−30.7	1021.1
−396.62	−1.960	−0.06	0	−2.02	599.2	0.0	7.736	−0.02	0	7.72	0.0	599.2
−231.75	−1.789	−0.07	0	−1.86	431.1	1.0	7.776	−0.03	0	7.75	7.8	438.9

计算者 校对者 复校者

(1) 根据深度、温度和盐度值，计算相邻水层的平均深度($\bar{Z}$)、平均温度($\bar{t}$)、平均盐度($\bar{S}$)以及深度差(ΔZ)、温度差(Δt)和盐度差(ΔS)；

(2) 根据Δt、ΔS和ΔZ计算$10^3\frac{dt}{dZ}$和$10^4\frac{dS}{dZ}$(取至一位小数)；确定$\frac{dt}{dZ}$和$\frac{dS}{dZ}$的符号时，应注意Z轴是向下为正；

(3) 根据$\bar{t}$、$\bar{S}$和$\bar{Z}$，查《海洋水文常用表》中的表23、24、25，并将其结果相加得$10^4\frac{d\theta}{dZ}$(取至二位小数)；仅在较深的地方，当稳定度大约减小到20—25时，才必须计算这一绝热项；

(4) 根据$\bar{t}$、$\bar{S}$和$\bar{Z}$查《海洋水文常用表》中的表20、21、22，并将其结果相加得$10^4\frac{\partial\rho}{\partial t}$(取至二位小数)；

(5) 根据$\bar{t}$、$\bar{S}$和$\bar{Z}$查《海洋水文常用表》中的表26、27、28，并将其结果相加得$10^4\frac{\partial\rho}{\partial S}$(取至二位小数)；

(6) 按式(9-5)计算10^8E(取至整数)。

表9-3中10^8E这一项所指的，为稳定度的精确值，而$10^5\frac{d\sigma_t}{dZ}$这一项所指的，则

表9-3 大西洋28°37′N，19°08′W测站上海水的垂直稳定度

深度(米)	温度(°C)	盐度	σ_t	10^8E	$10^5(d\sigma_t/dZ)$
0	19.20	36.87	26.42		
				−440	−400
10	19.31	36.85	26.38		
				−150	−200
25	19.34	36.83	26.35		
				−13	−40
50	19.24	36.79	26.34		
				610	600
75	18.65	36.79	26.49		
				390	375
100	18.24	36.78	26.58		
				34	60
150	17.50	36.56	26.61		
				270	240
200	16.45	36.40	26.73		
				160	150
300	14.52	36.02	26.86		
				120	110
400	13.08	35.77	26.99		
				150	140
500	11.85	35.64	27.13		
				130	120
600	10.80	35.54	27.25		
				100	90
800	9.09	35.39	27.43		
				89	75
1000	8.01	35.37	27.58		
				84	80
1200	7.27	35.42	27.74		
				48	30
1400	6.40	35.35	27.80		
				39	12
2000	4.52	35.15	27.87		
				11.2	−1
3000	2.84	34.92	27.86		
				7.6	1
4000	2.43	34.90	27.87		
				1.3	0
5000	2.49	34.90	27.87		

为根据方程$E=10^{-3}\frac{d\sigma_t}{dZ}$计算而得的近似值。显而易见：直到深度1400米为止，两项数值极为相近。50米以上的负值，指出那里的海水是不稳定的。

二、垂直稳定度的分布

下面我们举两例来看深海与浅海中稳定度的分布情况。表9-4是太平洋菲律宾海沟某测站各水层的平均稳定度，就此海沟的稳定度看来，上层大，200—300米水层最大，300—400米水层骤然减小，这是200—300米存在温跃层之故，水层稳定。随着深度的增加，稳定度逐渐变小，最后稳定度由零变成了负值，水层不稳定，便发生垂直混合。表9-4还表明深海沟(6000m以下)垂直稳定度有正有负，但其量值很小。这说明虽有垂直涡动，但是很微弱。

表9-5和表9-6是黄海和东海两测站各水层的稳定度。表9-5中黄海的数据是盛夏(8月份)的垂直稳定度，以10—25米层为最大，它主要是由温跃层所形成的，总的说来水层甚为稳定。东海东侧的稳定度是2月份的情况，从表层到75米附近稳定度为负值，显然这一范围内的海水，垂直混合比较发达。

表9-4 菲律宾海沟某测站各水层的平均垂直稳定度

深度(米)	t°C	S	$E\times10^8$
0	27.1	34.32	
100	2[illegible]	34.86	1130
200	20.3	34.93	1134
300	13.1	34.53	1410
400	9.1	34.39	640
500	7.8	34.34	180
800	5.3	34.37	130
1000	4.5	34.53	120
2000	2.7	34.64	34
3000	1.71	34.66	17
4000	1.55	34.67	5.1
5000	1.50	34.68	4.0
6000	1.61	34.68	0.6
7000	1.80	34.68	0.7
8000	2.03	34.68	−1.4
9000	2.32	34.68	−2.7
9282	2.62	34.68	−4.2

表9-5 黄海东侧锥岛附近各水层的垂直稳定度

深度(米)	T°C	S	$E\times10^{8}$
0	25.4	31.31	
			1100
10	25.0	31.27	
			18800
25	18.3	32.59	
			6520
50	13.3	33.30	
			637
85	11.5	33.12	

表9-6 东海(32°20′N,128°23′E)各水层的垂直稳定度

深度(米)	T°C	S	$E\times10^{8}$
0	16.4	34.53	
			−600
10	16.8	34.56	
			−470
25	16.6	34.45	
			−80
50	16.9	34.51	
			−180
100	17.0	34.40	
			940
200	13.2	34.56	
			340
343	10.8	34.60	

三、垂直稳定度与涡动

垂直稳定度对垂直涡动的开展起着决定性的作用，是一个体现垂直方向涡动进行情况的物理量。

在$\frac{\partial \rho}{\partial Z}>0$的情况下，当水块移动$\Delta Z$时，要消耗较多的能量，以增加其位能。如密度差异越大，则消耗在这方面的能量就越多。因此，维持垂直涡动的能量就越小。反之，在$\frac{\partial \rho}{\partial Z}=0$的情况下，水块虽有垂直位移，但可认为没有消耗能量。由平均运动动能的变化所提供的能量，就全部用来维持水块的涡动。因此，垂直涡动十分发达。在小于100米的浅海，稳定度可近似看作与密度的垂直梯度成正比。所以稳定度小时，垂直涡动强烈；稳定度大时，垂直涡动弱。根据垂直稳定度的大小，可以判断垂直涡动开展的难易。

第三节 涡动混合与对流混合

一、混合效应

如前所述，混合的结果，使相邻水层的水文特性趋于均匀，这一水文特性均匀的水层，称为均匀层，在均匀层的下边界面上，还将使水文要素的梯度增大，形成所谓跃层。如图9-2中的粗线表示。某海区夏季水温随深度的增大缓慢地降低，盐度和密度则随深度缓慢地增高。由于涡动混合的作用，使得自表面至Z深度处的涡动混合层内，形成一温度、盐度和密度均匀一致的水层，这就是均匀层。均匀层内的温度、盐度和密度不随深度而变，图9-2中以虚线表示。如果混合前后的热量和盐量并无改变，那么，均匀层内的温度和盐度便和混合前该水层内的温度和盐度的平均值相等，若忽略密度增大效应，均匀层内的密度，也应取混合前该水层内密度平均值。在均匀层之下的海水，因未受涡动的影响，其垂直结构仍保留混合以前的状况，这样一来，在均匀层的下界面上，便将形成温度、盐度和密度的不连续面。实际上，这种理想的不连续面是不存在的，它往往为一水文要素梯度很大的水层(跃层)所代替。

对流混合也可形成均匀层和跃层，但因对流混合往往是由冷却或增盐引起的，因此，均匀层的温度或盐度，便与混合前该水层的温度或盐度的平均值不同。在对流混合中，均匀层的密度必与其下界的密度相等，故混合的结果，则不会出现密度跃层(图9-3)。图中的点线和虚线分别表示因降温和增盐引起的对流均匀层的温度、盐度和密度的垂直分布。

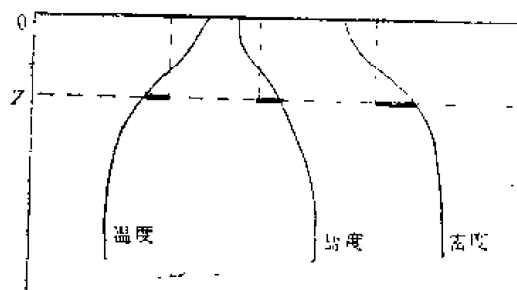


图9-2 夏季风混合前后温度、盐度和密度的垂直分布

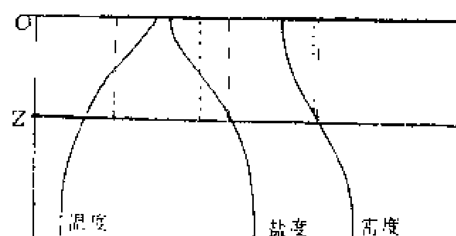


图9-3 对流混合前后温度、盐度和密度的分布

不同季节和纬度，混合效应不尽相同。纬度较高的海区，由于增密作用较显著，加之稳定度较小，因此，对流混合十分发达，而涡动混合，只有在夏季才显出它的作用，但这并不是说，夏季的涡动混合比冬季为强，由于冬季风力强劲，水层稳定度又较小，涡动混合仍较夏季激烈，只是因为此时对流旺盛，涡动混合被更为发达的对流混合所掩蔽罢了。在低纬度海区，对流较难发生，因而那里便以涡动混合占优势。

不论是涡动混合还是对流混合，相对来说浅海较大洋更为强烈。在浅海，波浪、潮汐和海流的运动，经常受到海岸、海底、浅海和岛屿的摩擦作用，涡动混合便非常发达，同时，浅海受大陆气候影响很大，冬季表层水温降得很低，密度增大，因此对流混合容易发展。

混合的效应，除了形成均匀层和跃层外，在某些海区，由于对流混合和涡动混合的共同作用，还能形成所谓"冷中间水层"，下面，通过白令海的例子，来阐明混合的这一效应。

图9-4是白令海温度垂直分布变化示意图。最右面的那条实线是在进入白令海以前的太平洋海水的情况，左边的一束是它进入白令海以后变性的结果。显然，这是混合的结果。由于冬季强烈的冷却和海面的结冰而使表层的密度显著增大，因而形成对流混合，直达100—200米的深度，如果加上对其下层较弱的作用，其影响可达300—400米的深层，结果就使原来具有较高温度的太平洋水，在300—400米的厚度内改变了自己的性质。当冬季过去，夏季来临时，海表层温度也将随之升高，夏季表层的涡动混合可以深达50—80米，其影响则达100—150米的深度，结果，上层的温度升高了，但由于涡动混合不如对流混合那样强烈，因此，就在涡动混合的下限，冬季冷却的结果保留了下来，形成了"冷中间水层"，而在它的上下面形成温跃层。

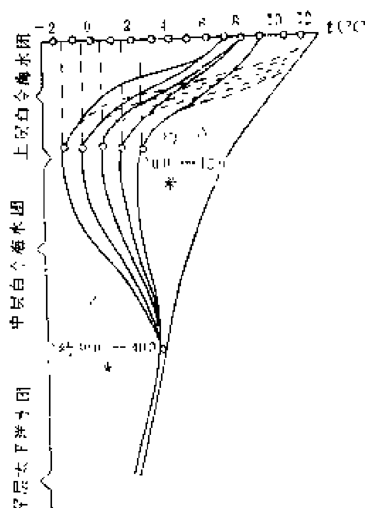


图9-4 白令海水团的铅直分布示意图

二、水文要素跃层的选取

水文要素在垂直方向上出现急剧变化的水层，称为跃层。

（一）跃层的形成

各种跃层的形成原因不完全一样，但在形成过程中却有一定的联系。

1. *温跃层的形成* 温跃层的形成原因主要有两种：

(1) 热力与动力的作用：前已述，热量不断从海面输入海洋是温度垂直梯度增大的一个原因，更重要是混合作用使得上层水趋于均匀，并将温度差异"压缩"到一个薄层之内，从而形成十分显著的温度梯度，这类跃层常被称为季节性跃层。显然，这类跃层只有在海面热收入大于热支出的条件下才能形成。因此，一般在春、夏出现，秋、冬季混合加剧时就消失了。

(2) 水团迭置：当两个热性质不同的水团迭置在一起时，界面处能产生温度梯度。如果两个水团的热性质相差较大时，就形成了温跃层。这类跃层称为主跃层。

季节性跃层在条件合适的季节和海区是广泛存在的。并且在平流作用下，或在热力条件不符合跃层产生的海区里出现。主跃层一般则在大洋或深度大的海区。如果两种类型跃层同时出现，季节性跃层就在主跃层的上面。

(3) 跃层位置变化：温跃层形成还有第三种类型。在较深海区，如日本海，当春夏升温而在表层附近形成温跃层后，在秋冬季对流混合加强使这跃层位置向下推移，但因下层水温特低，亦即在该海区深层水仍较其上层温度低，这一跃层就不会消失，並成为固定的主温跃层。第二年形成的近表层跃层，在主温跃层之上，称为季节性跃层。

2. *盐度跃层的形成* 盐性质不同的水团迭置：在浅海，特别在河口海区，经常能遇见江河淡水与海水混合而成低密度冲淡水，在海的上表层扩展，并在其下方为高盐度海水，两者之间形成强的盐度跃层。

3. *密度跃层的形成* 一般，温、盐跃层的形成原因与密度跃层的成因是相同的。但是，在对流混合时，均匀层的密度必与其下界的密度相等，故混合的结果，并不导致密度跃层。

（二）跃层的特性

1. *跃层的强度、深度和厚度* 跃层特性用强度、深度和厚度表征。某水文要素垂直分布曲线上(图9-5)曲率最大的点A、B（习惯上称"拐点"）分别称为跃层的顶点和底界。A点所在深度(Z_A)为跃层的顶界深度；B点所在深度(Z_B)为跃层的底界深度；$\Delta Z=Z_B-Z_A$为跃层的厚度；当A、B两点对应的某水文要素差值为ΔX，即X_B-X_A时，则跃层的强度为$\pm\frac{\Delta X}{\Delta Z}$。当温度的垂直分布自上向下递减时，强度取正号，反之取负号；当盐度或密度的垂直分布自上向下递增时取正号，反之取负号。

划定跃层顶界和底界主要遵循以下原则：在水文要素垂直分布曲线上，上、下均匀层清楚，"拐点"明显，则取两个"拐点"分别作为跃层的顶界和底界。若水文要素垂直分布曲线上的"拐点"不明显，应"从强选取"(图9-6)。

2. *跃层强度最低标准的规定* 水文要素跃层的选取，一般要根据海区的具体条件而定。关于跃层的强度，我国海洋调查规范规定温、盐、密、声诸种跃层，其最低值如

表9-7所示。如果没有达这一标准就不能称为跃层。

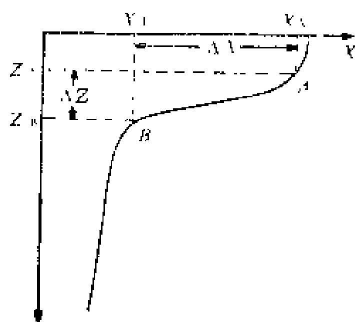


图9-5 跃层特性示意图

表9-7 跃层强度最低标准规定

海区	浅海	深海
温跃层强度 $\frac{\Delta T}{\Delta Z}$	0.2°C/米	0.05°C/米
盐跃层强度 $\frac{\Delta S}{\Delta Z}$	0.1/米	0.01/米
密跃层强度 $\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta Z}$	0.1σ_t单位/米	0.015σ_t单位/米
声跃层强度 $\frac{\Delta c}{\Delta Z}$	0.5(米·秒$^{-1}$)/米	0.20(米·秒$^{-1}$)/米

（三）浅海跃层的产生与消失

由于影响跃层形成的各种因素在一年之内是变化的，所以，使得跃层本身也经历了一个形成、加强以及消失的过程。现以我国北方各海区跃层的形成和消失过程说明跃层的生消周期。

1．生长期　每年春季，因外界因子的影响，上层海水开始增温，降盐，跃层出现，但其深度较浅，强度弱，厚度却较大。

2．强盛期　随着诸影响因子的持续作用，如气温升高，日射加强，降水、径流增加等以及动力搅拌作用，跃层逐渐下潜，厚度变薄，强度则大为增强。例如在黄海冷水团的边界处，5米厚度内，温差可达十几度。此时，从要素的断面图上能清晰地看出跃层及冷水团的轮廓。

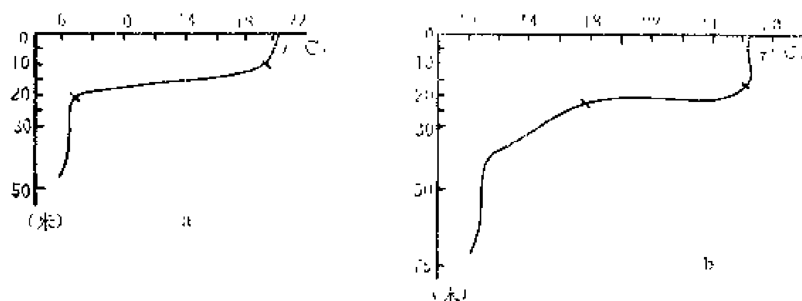


图9-6 跃层顶界和底界的选取

3．消失期　到9月末10月初，气温下降、日射减弱，风力加强，蒸发加剧，而降水、径流又减少，外界因子使上层海水降温、增盐和增密，届时，混合发展，跃层强度减弱，深度加大，一直到初冬跃层渐渐消失，海水从表层到底层处于均匀状态，并持续到翌年春季。

三、影响涡动混合的因子

当速度梯度大于某一数值时，涡动便可产生。当涡动产生以后，所引起的混合的强弱，与海水的稳定度、风和潮汐现象有关。当稳定度增大时，水块保持原来状态的能力加强，涡动混合便将减弱。夏季，由于表层海水增温，稳定度加大、涡动混合便不甚强

烈。特别是在许多低纬度和中纬度的浅海地区，情况更是如此。例如渤、黄、东海夏季表层海水增温，淡化得很厉害，稳定度特别大，在距表面不远的深处，形成强大的温度、盐度和密度跃层。跃层之上海水的密度，远较其下海水的密度为小。由于跃层的屏障作用，使弱风引起的涡动混合，只限在跃层以上的水层里，因而海水的特性，便难以通过跃层进行交换。但在台风季节，由台风引起的强烈涡动混合，可使跃层消失。

为了对上述情况有一个更加清楚的认识，我们列举黄海和东海两个例子，加以说明(表9-8、9-9)。

表9-8　黄海某一测站上8月份水温垂直分布

深　度(米)	温　度(°C)
0	27.3
10	25.5
25	12.3
36(底)	12.3

表9-9　东海某一测站上7月份盐度的垂直分布

深　度(米)	盐　度(S)
0	34.00
25	34.03
50	34.48
100	34.70
300	34.55
400	34.48
500	34.40
600	34.45

表9-8中，表面至10米层内，温度的平均梯度只有0.18°C/米，表9-9中，表面至25米水层内的盐度平均梯度也只有0.0012/米，均十分微小，这就是涡动混合后所形成的均匀层，在这一均匀层的下界(表9-8中的10—25米，表9-9中的25—100米)，温度和盐度的平均梯度突然增加到0.88°C/米和0.0089/米，这就是跃层。由于跃层的屏障作用，跃层以下的水文特性，便不受风的影响。

风对涡动混合的影响在于：增强海面的扰动和加大速度梯度。因此，当风速加大时，涡动混合便增强，均匀层的厚度也相应地增大，关于风速与均匀层厚度之间的关系，虽有不少人作过研究，但理论值和实际观测值相差甚远。一般，可以认为均匀层(实际上并不完全均匀，因此，有时也将均匀层称为混合层)的厚度是与海面的风速相适应的。从图9-7的观测资料所作的曲线中，可以清楚地说明这一点。图中还指出，大洋中涡动混合层的厚度，赤道地区较小，中纬度最大，到高纬度又趋减少。

在浅海，风混合常可直达海底，图9-8是某测站上大风前后的温度垂直分布图。图中表明，在混合之前，10米以浅水层的温度垂直梯度较大，但一场大风之后，自表到底，温度便均匀一致了。

在涡动混合中，另一个起重要作用的是潮流。潮流在涡动混合中之所以具有重要意义乃是由于：第一，潮流速度一般都比海流大得多；第二，潮流作用能影响浅海的整个

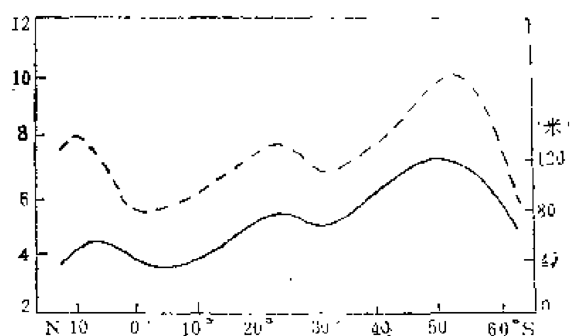


图9-7　风速(虚线)和表面均匀层厚度(实线)随纬度的变化

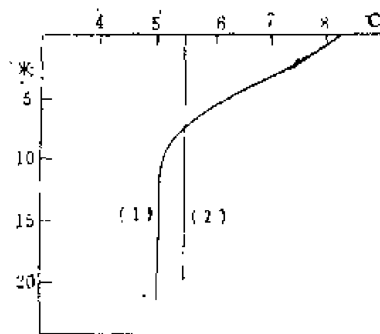


图9-8　大风前①后②水温的垂直分布

水层，而海流影响主要是在海洋的上层和受海流作用的区域；第三，在潮流周期性运动中，由于岸、底和水层之间以及水层与空气之间的摩擦效应导致了速度梯度的形成，从而促进了涡动混合。

潮流在上层垂直速度梯度小，底层速度梯度大。因此，由潮流所引起的涡动混合与风混合相反，是由海底向上扩展的。

潮流在沿岸海区特别显著，在浅海区域，岛屿附近或海峡区域，则由于海底的摩擦作用，所产生的速度梯度甚大，因而将引起强烈的涡动混合。

由风和潮流摩擦所引起的涡动混合，其往下和往上扩展的范围一般不超过 200 米。在有风的时候，风混合与潮汐混合将同时起作用。因此，在浅海区域风混合的下界与潮流混合的上界往往是相互融合而无法分辨，这时，水文要素从海面至海底是均匀分布的。

四、影响对流混合的因子

对流混合的强弱，也与海水的稳定度有关，当水层本身的稳定度很大时，对流混合便很难形成。因为只有当水层稳定度小于零的时候，才能导致对流的产生，所以，在夏季的海洋里，对流混合便很难出现，而最强烈的混合作用，总是出现在冬季，同时考虑到密度垂直结构的特点，稳定度随纬度的增高，一般是减小的，故对流混合随纬度的增高而增强，从而对流混合所形成的均匀层，也随纬度的增高而加大。例如，在大西洋高纬度海区，冬季对流的作用可以达几千米的深度，形成均匀而强大的深层水，南极威德尔海内，冬季的对流一直扩展到海底，形成均匀的南极底层水。其次，对流混合的强弱取决于表层增密的程度，表层海水增密的途径主要为降温与增盐，在高纬度海区的结冰现象，具有这两者的综合效应。

一般，在赤道和亚热带海区，对流的形成以表面海水的增盐为主，如红海和地中海，那里沿岸淡水微弱，蒸发旺盛，表面盐度很高，夏季，由于温度也较高，因而表面海水的密度仍比其下层稍低，所以不能产生对流，但夏季过后，当水温稍有降低时，密度便变得比其下层的为大，于是对流立即开始。冬季，温度降得最低，对流作用便相当强烈，一直扩展到海底。

在中纬度海区，对流的形成以表面海水的降温为主，因为该海区温度的年变化很

大，表面温度冬夏相差悬殊，冬季的冷却，使海水密度迅速增加，产生对流。若盐度也增大则对流可达很深的深层。如渤、黄、东海位于中纬度海区，近岸冬季从大陆吹来的季风干燥而强劲，加之此时径流减弱，冷却增盐的效应很显著，因而对流便很强烈。对流混合可达海底，形成整个海区水文要素的同性成层。但东海外海因高温高盐海水仍从下部楔入，形成盐跃层和温跃层。

在高纬度海区，那里冰冻现象较为严重，对流混合既是由于冷却的结果，也是由于增盐的结果。在这两种因子的共同作用下，加之高纬度海区的稳定度很小，冬季对流往往可达几千米的深度。上面提到的南极底层水的形成，便是高纬海区冬季因冷却和增盐所导致的对流混合的结果。在南极附近深层水的温度约为0.5°C，盐度为34.68，其相应的密度为1.02784，而南极大陆架上某些海区(如威德尔海)，冬季水温约为－1.9°C，由于结冰的关系，盐度可增至34.62，使表层海水的密度(1.02789)变得比深层水的大，因而大陆架的海水沿大陆坡下沉，在下沉时，和比较温暖而盐度稍高(从而密度较低)的深层水混合，形成南极底层水。

第四节　水团及水团之间的混合

一、水团的概念

表层海水的特性，主要取决于那里的气候状况和海流性质。当中纬度和高纬度海区的海水，因辐聚下沉，并在一定的深度散布时，必把原地的特性携带而去，因此，在表层以下的各个区域，便被许多性质较为均匀的海水所占据。我们把这些不同源地所形成的，有着比较均匀的理化特性和运动状况基本一致的较大水体，称为水团。

在海洋表层，由于长期受到当地的气象状况和海流的影响，在一个比较小的范围内，也可以形成水团，但因那里的气象状况和海流的性质变化比较剧烈，表层水团的特性，便呈现较大的季节变化，反之，表层以下的水团，其性质则较为稳定。

水团中主要要素保持一定的特征值，但在整体上又存在着非均匀性，也就是在水团中总有一部分水体，其特征值最为突出，一般把这部份水体称为水团的核心，例如，冷水团中，水温分布便不均匀，而把水温值最低的那部份水体叫做冷水团的核心。一般常用核心值大小及核心位置的变动来判断整个水团特征值的高低及水团的移动。

水团与水团之间的交界面(或交界区)就是水团的边界，考虑到交界区的范围比水团本身要小得多，而且在海洋中也确实发现一些差异十分显著，甚至能从水色深浅辨认出来的边界，所以在动力学处理中，常把边界看作一个不连续面，实际上，水团的边界是一些宽窄不等的水带。在这一水带中，水团的特性逐渐向相邻的水团过渡，因此，又可以把边界称为交汇区或称混合带、过渡带、水隔。

为了表征水团的增强或减弱，正确地描述水团的消长变化，可以用水团的空间范围(即体积)与主要特性的量值来表示水团的强度。

外界因素的影响是通过海水的运动，使水团具备了某种特性，并在一定的条件下达到最强，这个过程就是水团的形成。然而，在一定的条件影响下，其特性强度又逐渐降低，这一过程称为水团的变性。通过水文要素在时间、空间上的变动与分布可研究水团

的形成和变性。

二、水团之间的混合

在海洋中，常用T-S曲线(温 盐曲线)来讨论海水的垂直结构和水团之间的混合，所谓的T-S曲线，就是以盐度为横坐标，温度为纵坐标，把测站上不同深度的温度和盐度观测数值在坐标中所决定的那些点，按深度次序顺次连接起来所得到的曲线。图9-9是三种水团的T-S图解。海洋表层水，它的盐度由于蒸发、降水、凝结、径流等原因，使其不断地发生变化，而水温因吸收太阳和天空的辐射，又与大气进行热交换等原因，同样是不断地变化着，与此同时，海水在流动过程中，它总是和经过区域的海水发生混合。因而它的T-S关系也不断地发生改变。图9-10是德国"流星"号调查船在南大西洋中央一个观测站(22°1.5′S，47°0′W)的T-S图解。图中的虚线是σ_t，点旁的数字代表该点的深度，以百米为单位。它可近似地看作是三段折线构成的，上面两段折线与理想情况的图9-9相近。

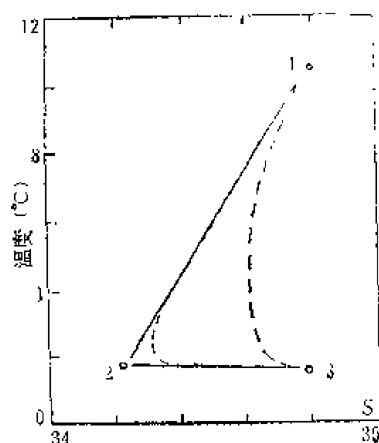


图9-9 不同性质水团的温盐关系

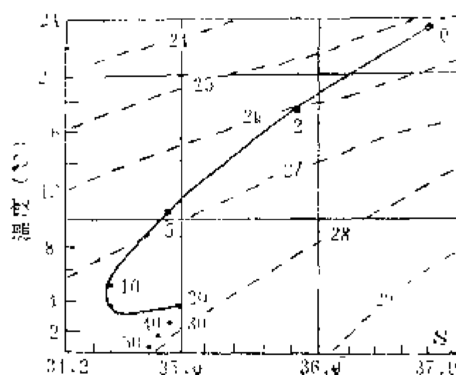


图9-10 南大西洋中央一个测站T-S图解

T-S图解是海洋物理学中一种有用的工具，它可用来追踪水团的移动路径及其混合变型的历史，从而可以确定出层化海洋中，不同层次海水的来源。在对海洋温、盐资料进行整理分析的过程中，对照T-S图解，有时可以发现资料的错误，比如有一个点偏离曲线，通过对T-S曲线的平滑，便可作出修正。

海洋里充满着许多大大小小的水团，每一个水团都具有各自的，彼此不同的温度和盐度特征。在最理想情况下，可将水团的性质视为完全均匀一致。因此，它在T-S坐标中可用一个点来表示。如果没有混合发生，那末，海水的垂直结构，便可在T-S坐标中用几个相应点来描绘(如图9-9所示)，而点的数目，正好与水团的数目相等。实际上，性质完全均匀一致的水团是不存在的，为了讨论方便，我们这样假定。但是，由于混合的作用，这些均匀一致的水团，其性质必逐渐改变，水团的均一性也必遭破坏，因而用几个点来描绘海洋中的垂直结构便不可能。由于混合作用，海洋中海水的垂直结构将发生下面几种变化：

(一) 两个水团的混合

设在垂直方向上有两个互相叠置的水团，它们的温度和盐度分别为(T_1、S_1)和(T_2、

S_2)，质量分别为m_1和m_2，当这两个水团没有发生混合时，它们的状态在T-S坐标中可用两个点来表示（图9-11），当混合发生后，这两个水团的性质便将不断改变，而且，这种改变是从界面上开始的，随着时间的增加，两个水团的变性便越来越厉害，最后，当混合十分充分时，便将形成一个温盐特征与两个水团都不相同的、均匀一致的水团。

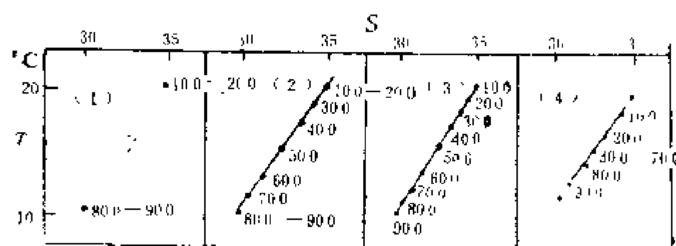


图9-11 两个水团垂直混合过程示意图

若以T和S表示新水团的温度和盐度，那末，由于在混合过程中，热量和盐量守恒，因而有：

$$T(m_1+m_2)=T_1m_1+T_2m_2 \qquad S(m_1+m_2)=S_1m_1+S_2m_2$$

必须成立。所以：

$$T=\frac{T_1m_1+T_2m_2}{m_1+m_2} \tag{9-6}$$

$$S=\frac{S_1m_1+S_2m_2}{m_1+m_2} \tag{9-7}$$

由上式还可得：

$$\frac{m_1}{m_2}=\frac{T-T_2}{T_1-T}=\frac{S-S_2}{S_1-S}$$

从而：

$$T=\frac{S_2T_1-S_1T_2}{S_2-S_1}+\frac{T_2-T_1}{S_2-S_1}S=a+bS \tag{9-8}$$

其中
$$a=\frac{S_2T_1-S_1T_2}{S_2-S_1},\quad b=\frac{T_2-T_1}{S_2-S_1}$$

对于两种性质一定的水团，a、b之值均为常数。

由式(9-8)可知，混合后的温度和盐度呈线性关系，而且，参与混合的两个水团，在以任意比例混合之后，只能形成其性质服从于该线性关系的水，这条直线，即为连接用于表示两个原始水团的那两个点的直线。

由此我们可以得出如图9-11所表示的两个均匀水团相互混合过程的简单模式。设想两个水团的温度分别为10°C和20°C，盐度为30和35，深度位于100—500和500—900米，混合以前，这两个水团在T-S坐标中用两个点表示。如果没有其他过程发生，这两个水团的混合，首先在交界面上进行。这样，500米深处，混合后水的性质，便位于连接用于表示原始水团的那两个点的直线中心。与交界面距离越远，受相邻水团的影响就越小，海水的性质，便与原始水团的性质越加接近，这种情况，在图中表现为越到直线两端，点子越密。随着时间的增加，混合所涉及的水层便越厚，水团的变性也越来越厉害，这时，点子也就越来越向直线的中心移动。最后，当混合作用十分充分时，直线越来越缩短，终于为一个点所代替。这点就是表示那个新的性质均匀一致的水团。

（二）两个以上水团的混合

如果有三个或四个水团进行混合，那末，混合的结果，将如图9-12和图9-13所示。对于一个垂直叠置的水团，混合的作用，使温盐关系在T-S坐标中呈曲线形式，这条曲线

有一个拐点，随着时间的增加，$T-S$曲线不断收缩，最后，当水团之间的混合非常充分时，那末$T-S$曲线便将收缩为一个点。事实上，由于稳定度的限制，水团之间的混合，不可能进行得很充分，因而在海洋中，便很难找到一个点来表示海水的垂直结构情形。由于混合作用，海水的垂直结构常常为一条$T-S$曲线所代替，这条$T-S$曲线的形状，则与原始水团的数目有关。如果某海区有三个原始水团，那末，$T-S$曲线必如图9-12所示，有一个拐点；如果有四个原始水团，则如图9-13所示，有两个拐点。如果只有两个原始水团，那么，$T-S$曲线便为一直线代替。

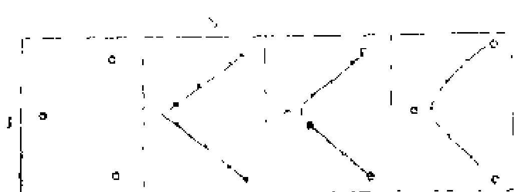


图9-12　三个水团垂直混合示意图

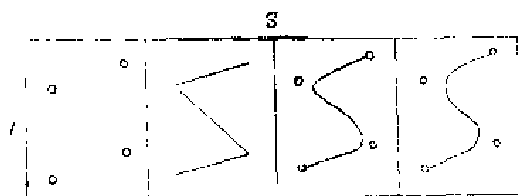


图9-13　四个水团垂直混合示意图

当水团之间的混合效应，与海水的更新作用取得平衡时，$T-S$曲线便呈稳定状态，即是说，$T-S$曲线的形状不随时间而变，从而形成了大洋表层以下稳定的垂直结构。根据大西洋30年的观测资料，证明那里表层以下$T-S$曲线的确是稳定的，因此，我们便可根据$T-S$曲线的形状，来确定海洋中有几个垂直叠置的水团。并且，我们还可用极简便的几何作图法，来划出各水团的边界。

应当指出，对于浅海，由于大陆和深度的影响，上述讨论并不适用。

三、大洋水团垂直结构与区域特征

大洋中存在着五个基本的水层：表层、次层、中层、深层和底层。每一基本水层中，又可分成几种不同的水团。

（一）表层水

表层水是在与大气的直接作用下，通过内部的混合，以及与相邻水团之间的相互作用而形成的。其厚度取决于混合的深度，一般变化于几十米到200米左右的范围。正由于它直接受着外界各种因素的作用，所以在表层水团中海水运动(海流、波动、混合)最强，其强度的变化最大。因此又有“活动层”或“扰动层”之称。

强烈的混合作用，使表层水团在垂直方向上趋于均匀，而在这个均匀层的下面，则是跃层。跃层在热带和赤道带最强而且比较稳定，在亚极地和极地海区，则具有明显的季节变化，由于那里的对流混合的深度要比涡动混合的大，所以，夏季在风混合形成的温跃层的下面，常有一个冷中间层——冬季对流混合的痕迹；秋冬季，对流发展，温跃层消失，冷中间层也不存在了。由此可见，在那些海区，表层水的下界与对流混合的下界是一致的。

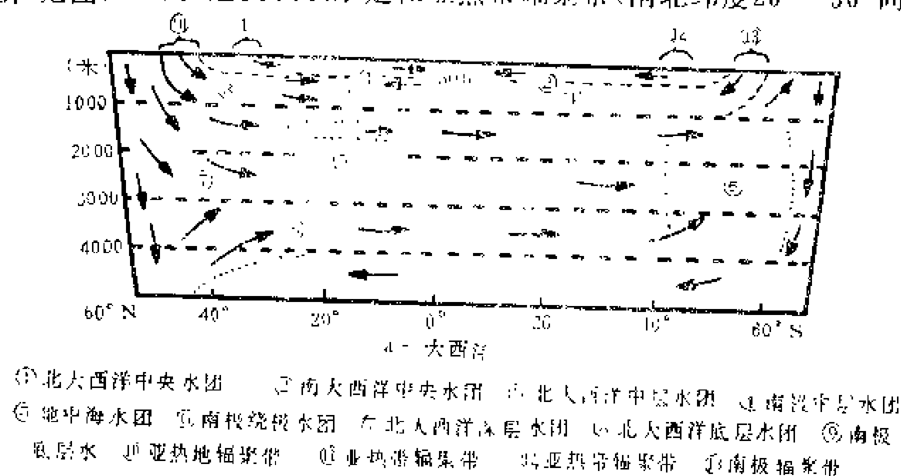
一般，表层水团的区域特征，与海面气候的区域特征相一致的。例如，在东北信风和东南信风带，海水具有高温、高盐以及水色高、透明度大的特点。在北纬3°—5°到10°—12°之间，为高温、低盐水。大洋西部暖流区域为高温、高盐水。中纬度低气压区，为温、盐较低而厚度较大的表层水。大洋东部寒流区(上升流区)为低温、富营养物质的水。副热带高压区，为低盐、富氧、贫营养物质、最高水色和最大透明度的表层水。

具有某一特性的表层水团在其源地形成以后，又被环流带向别的海区，它在变化的环境中经受着变性，最后由于某种动力的或热盐的效应而在某一海区下沉，进入与它的密度相当的水层，并在其中散布。这时它又与其他水团不断混合，最后，经过一段曲折的道路，又以某种形式，重新回到海表层。

（二）次层水

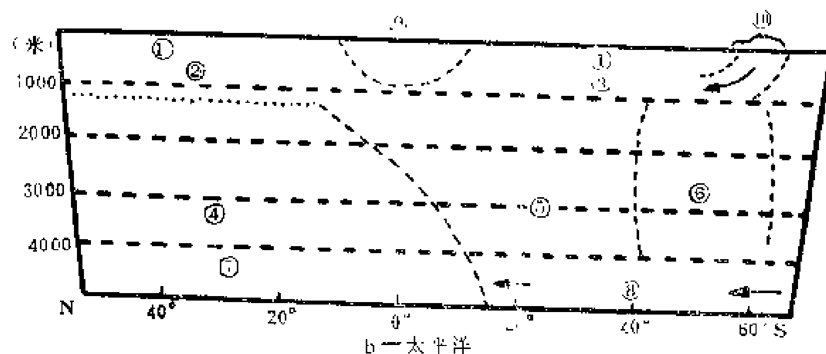
位于表层水之下，以跃层为界。根据次层水的形成过程和水团特性，可分成三类：

1．中央水　它包括南亚热带辐聚带到西北辐聚带之间的广阔水域，可细分为若干个不同的水团（见图9-14）。这类次层水是在亚热带辐聚带（南北纬度20°—30°向南或向



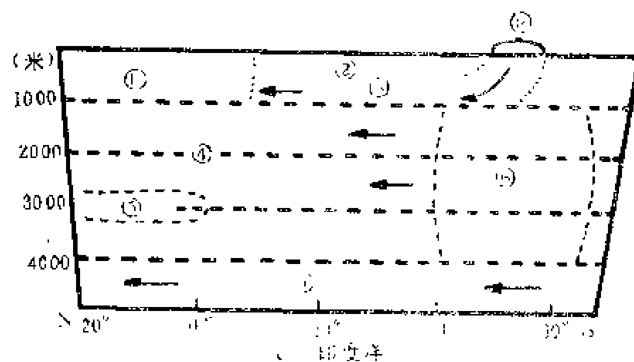
a－大西洋

①北大西洋中央水团　②南大西洋中央水团　③北大西洋中层水团　④南极中层水团　⑤地中海水团　⑥南极绕极水团　⑦北大西洋深层水团　⑧北大西洋底层水团　⑨南极底层水　⑩亚热带辐聚带　⑪亚热带辐聚带　⑫亚热带辐聚带　⑬南极辐聚带



b－太平洋

①中央水团　②中层水团　③南极中层水团　④北太平洋深层水团　⑤来自大西洋和印度洋的深层水团　⑥南极绕极水团　⑦北太平洋底层水团　⑧南极底层水　⑨赤道水团　⑩南极辐聚带



c－印度洋

①赤道水团　②中央水团　③南极中层水团　④北印度洋深层水团　⑤红海水团　⑥南极绕极水团　⑦南极底层水团　⑧南极辐聚带

图 9-14　三大洋表层以下的水团

北）下沉的，其中大部分流向低纬，沿着跃层及跃层以下的水层广泛散布，高盐是其最典型的特征。

2．亚南极水　在南亚热带辐聚下沉，向北散布，再与当地海水进行混合而形成的。虽则盐度绝对值比中央水低一些，但对表层水及中层水而言，仍表现出高盐度的特点。

3．亚北极水　由于掺入了被强烈淡化的高纬区表层水，所以，盐度虽然高于表层水，却低于中层水。

在低纬区，次层水下界一般在400米以浅，在亚热带辐聚带，其下界可接近600—800米深处。

（三）中层水

分布在次层水之下到1000—1500米的水层内，除大西洋北部和印度洋北部外，中层水都是在南极辐聚带和西北亚北极辐聚带的高纬一侧的表层水下沉而形成的。尽管源地盐度很低，但是其温度也很低，所以具有比上述次层水更大的密度，在更深的水层散布，并向低纬方向伸展。然而在北大西洋和北印度洋，由于地中海和别的高盐水团的影响，而使那里的中层水盐度较高。

（四）深层水

在中层水以下至大约4000米的范围内。太平洋的深层水盐度较低，介于中层水和底层水之间，而其含氧量则比中、底层水都低。印度洋深层水却表现为高盐、贫氧的特征。大西洋深层水的上部（上深层水）为高盐水，而其下部（下深层水）含氧量表现出高氧的趋势。

（五）底层水

充溢于各大洋深层以下的底层水，主要是在南极大陆架上的一些海区（主要是威德尔海区）形成的。低温、高盐海水沿大陆架向大洋的底层下沉，并伸展到三大洋的赤道以北。在源地附近，最低温度和较高含氧量的特点表现得特别明显。底层水的盐度，在大西洋和印度洋，均比深层低；在太平洋却相反，略高于深层水。

（六）四个区

因为三大洋的垂直结构既有共同的规律，也有不同的特点；而在同一大洋的不同海区，也有各种垂直结构，因此，可把三大洋归纳为四个区（图9-14）。

1．中央水（包括赤道水）区　中央水区具有上述五个水层。表层的变化较大，次层高温高盐的中央水，在垂直分布图中，一般都呈现高盐极值。在中层，只有北大西洋和北印度洋有高盐极值，其它所有海区均为低盐极值。在深层，大西洋和印度洋表现为高盐极值，而太平洋的盐度极大值出现在底层水中。

2．亚南极水区　虽然该区也有五个水层，但是，次层水的盐度极大值没有中央水明显，从中层开始，情况与中央水区相似。总的说来，这里的分层现象已没有中央水区那样显著。

3．亚北极水区　这里的特点是温度随深度不断减低，而且垂直梯度很小，盐度则随深度逐渐增大，因此没有明显的分层现象。

4．南极海区　在表层之下只有两个水团，即深层水和底层水。如前所述，这里的海水具有最大的均匀性。

四、中国近海及邻近海区的水团

中国近海的海水，可以认为是由几个性质不同的水团组成。太平洋是中国近海海水的主要源地，中国近海外海区的海水，与太平洋水交换频繁，因而其结构同太平洋的相似，只称外海水团。在大陆沿岸，入海径流与海水混合，形成了低盐的沿岸水团。以下按渤海、黄海、东海和南海分述水团的分布与结构。

（一）渤、黄、东海的水团

渤、黄、东海位于北太平洋西部，深度较浅，大部分区域位于水深不到200米的大陆架上，只是在海的东南部邻接太平洋的硫球群岛一侧有一个深达二千余米的深沟。硫球群岛之间的水道宽广而较深，与太平洋水交换良好、黑潮通过硫球群岛之间的水道，流贯海的东南部，使海区具有与北太平洋相同的海水结构。海区的西岸有许多江河注入，冲淡了海的北部与沿岸区域的海水，该区位于亚洲大陆东岸中纬度区域，气候有明显的季节变化，渤、黄海夏季炎热，盛行东南风，冬季寒冷、盛行西北季风。东海，夏季西南风，冬季东北风。上述种种，对海区的水团结构的形成有很大的影响。

1．外海水团　在黑潮流经的海域，它的海水结构具有邻接太平洋区域的相同结构，在铅直方向上大致可以划为四层：

（1）东海表层水（或黑潮表层水）：分布在黑潮及其分支流域，它实际上是北太平洋中央水之上的一个有显著季节变化的表面覆盖层，由于在东海，它受到当地气象条件的影响和沿岸水的混合，盐度值较大洋区域有显著降低，通常在34.0—34.8之间，温度值冬夏季差别较大，冬季约在18°—24°C间，夏季约为22°—30°C间，这个表面覆盖层的厚度约为150—200米。冬季在对流混合的影响下，水团温盐分布呈均匀的同性成层；夏季这样的均匀层只能达到25—50米左右。

（2）东海次表层水：即太平洋亚热带次表层水。在表层水团之下到水深400米处。从盐度分布来看，这是一个高盐水层（34.6—35.0）。盐度随深度增加，约在150米处达到35，为整个水层垂直方向上的最大盐度值，然后随深度而逐渐减小，温度从24°C降到14°C。冬季，其主轴在黑潮主流和对马暖流流域。夏季，由于东海表层水团变薄，东海次表层水团厚度加大。

（3）东海中层水：它是随黑潮进入东海的北太平洋中层水，这是一个低温、低盐、低氧水团，这些要素的变动范围分别为6°—15°C，34.3—34.6，30—70%。在600米深处有盐度极小值（34.3），这是中层水团的主要特征。其下界大致在800米深处。在黑潮主流左侧及对马暖流流域的大陆坡上，该水团的上界能升到250米深度处。

（4）东海深层水：它只存在于冲绳海槽里，占据着自800米至海底的全部水层，由于硫球海岭最大深度只有800米，所以东海深层水与太平洋深层水的交换是相当微弱的。

2．沿岸水团　沿岸水团的特征是盐度低，一般小于30.0；水色低，透明度小；潮流和风的混合作用强烈，水层上下均匀一致；受大陆和气象条件影响较大，温度值有最大的年变化；夏季相对为高温，冬季相对为低温。沿岸水团的边界一般根据盐度分布来划分，共有如下几个：

（1）北黄海沿岸水：主要是鸭绿江的冲淡水，分布在辽东半岛南岸和朝鲜北部西岸约30米等深线以内的海区，也叫辽南沿岸水。冬季往朝鲜西部扩展，夏季向渤海海峡北

部延伸，最低盐度值约为25.5，最高温度仅25°C。

（2）辽东沿岸水：与辽河径流关系密切，盐度年较差在10.0以上，冬季由于结冰，水温小于－1°C。

（3）渤莱沿岸水：在冀东、鲁北沿岸，夏季最低盐度为19.6，最高水温为26°—29°C。

上述三水团的冬夏分布见图9-15。

（4）苏北沿岸水：主要是苏北灌溉总渠的冲淡水，分布在海州湾到长江口北岸20—30米等深线以浅的海区。一年四季温盐垂直分布均匀，夏季水温高达28°C，盐度变幅小，仅在29.4—30.8之间波动，这与入海径流变幅小相关。其冬夏分布见图9-16。

（5）江浙沿岸水：分布在长江口附近与浙江沿岸一带（图9-17）、水平扩展范围、盐度年变化都与长江、钱塘江径流有关。盐度年变幅达20左右。夏季最低盐度仅4.5。温度年变动较小。厚度夏季仅一、二十米，冬季受对流影响，在50米上下。

（6）闽浙沿岸水：主要在台湾海峡西侧内，盐度低于30，温度一年四季在11°—28°C之间，厚度20米左右。

（7）西朝鲜沿岸水：位于沿岸30米等深线内，范围较小。温盐的年变化分别在4°—25°C，29—31之间。

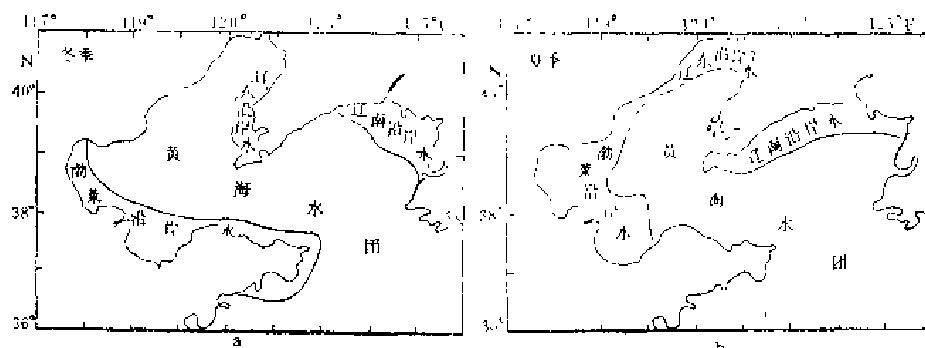


图9-15 渤海沿岸水及辽东、辽南沿岸水冬夏分布示意图

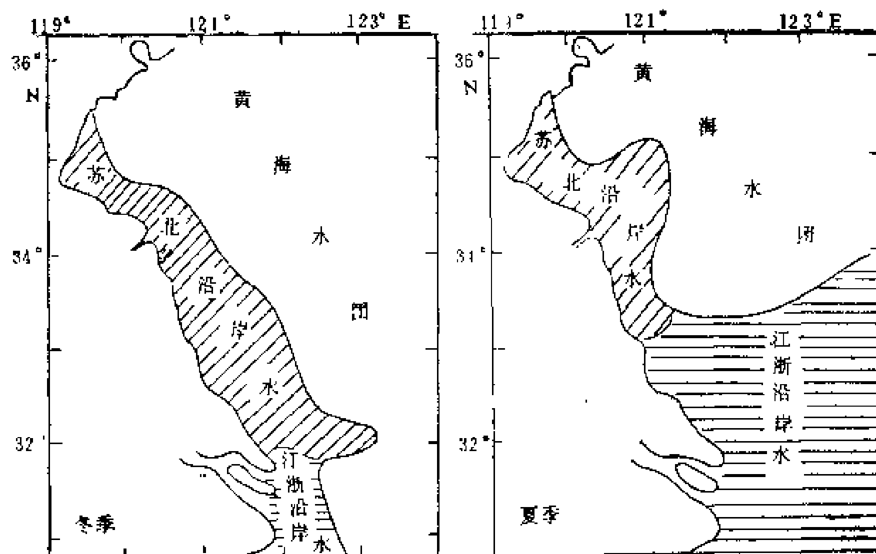


图9-16 苏北沿岸水冬夏分布示意图

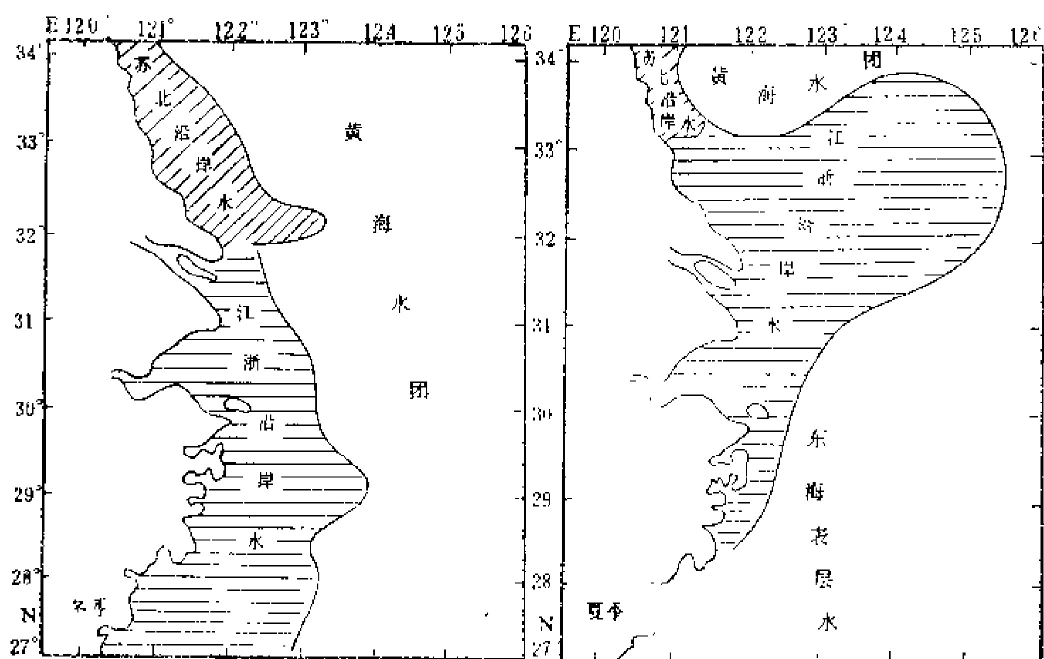


图9-17　江浙沿岸水冬夏分布略图

3．黄海水团　黄海水团位于东中国海北部，水深大致为100米以内，北自渤海中央区域南到北纬30度附近的广阔水域(图9-18)。它是东海表层水与沿岸水混合并由当地气象条件影响而成的。温度年变化为17°—24°C，盐度年变化为1.0—4.0。由于水团跨越纬度较大，所以水温南北差异很悬殊，冬季达4°—15°C，但盐度的径向变化不很大，盐度在29.0—31.0之间，通常为32.0—33.5，水团的温盐结构随季节而演变。冬半年，由于强烈的对流混合，使该水团自海面至海底形成均匀层。夏半年，由于表层增温剧烈(20—28°C)，盐度则因径流的影响而较低(30.6—31.7)，而在强大的跃层之下，仍然保持着冬季的特征，相对表层为低温(7°—13°C)、高盐(31.6—33.0)，即为黄海冷水团。它与东海表层水相比，温度较低，盐度也较低。黄海冷水团是东中国海夏季一个重要的水文特征，上层暖水与冷水团相隔的跃层深度，自北向南略有增加，在渤海、北黄海略浅，约为10--25米，在南黄海及它所伸展到的东海区域较深，约25—30米。

冬季，黄海水团向周围扩张，在沿岸区，可达30米以至20米等深线，例如，在渤海，它直达河北沿岸，分隔辽东沿岸水和渤莱沿岸水。在南黄海，它越过长江口浅滩，一直向南，其舌状前锋可达北纬28°；一支向东南，前锋抵达大陆架边缘。同时，在济州岛以西，东海表层水随黄海暖流向北楔入黄海水团，从而形成一个"S"状的锋面(图9-18)。如以北纬32°为界，此锋线可分为南、北二段，这两段的进退有一定的关系，黄海水团向南扩展的势力越强，则东海表层水北上势力亦越强，反之亦然。在东海大陆架上的黄海水团，沿海底斜坡向下滑动，楔入东海表层水之下。这说明黄海水团底层向外海扩展比表层大；而在台湾暖流和黄海水团之间，情况恰好相反，东海表层水楔入黄海水团之下，即黄海水团在表层的扩展比底层要广。

夏季，由于沿岸水向外扩展，使黄海冷水团向岸伸展的范围比冬季缩小，一般只在40米等深线一带。长江汛期，江浙沿岸水呈舌状向东北方向扩张，把黄海冷水团几乎分成南北两部分。黄海冷水团与东海表层水之间的锋面位置与冬季不同(图9-19和图9-

20)。南段锋面已退缩到北纬30°附近，而北段锋面则向东扩张到济州岛附近。南北两段锋面的进退关系与冬季一样。总之，黄海冷水团向外海的扩展范围，夏季比冬季小些。

除此，黄海冷水团还有逐年变化，如1954年，由于入海淡水剧增和冬季季风较强，造成1955年2月黄海水团的分布范围比历年为广，其前锋侵入黑潮暖流区，使后者表层变成低温低盐区。1958年为枯水年，大陆径流量减少，因此，翌年2月黄海冷水团仅盘踞在大陆架的北部。

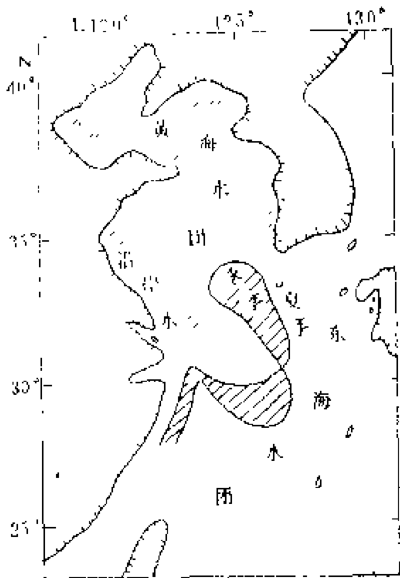


图9-18　黄海水团分布示意图

（二）南海的水团

南海是一个较典型的热带海盆，具有热带深海的水文特征。

1. 外海水团　它分为四层：(1)南海表层水：它是一个暖性水团，其温度较高(变化范围为22°—31°C)，分布在南海大部分海区的表层，在巴士海峡与太平洋表层水相连，由于南海年降水大于蒸发，太平洋表层水进入南海后降盐，形成盐度较低的南海表层水，其盐度范围为32.5—34.5，由于南海在一年内交替地受不同季风控制，因而表层水的变化和消长也呈强烈的季节性。冬季，在东北季风的作用下，太平洋表层水主要从巴士海峡进入南海，同时入海径流较小，使表层盐度升高，温度下降，其水平范围向西延伸到越南沿岸，在广东

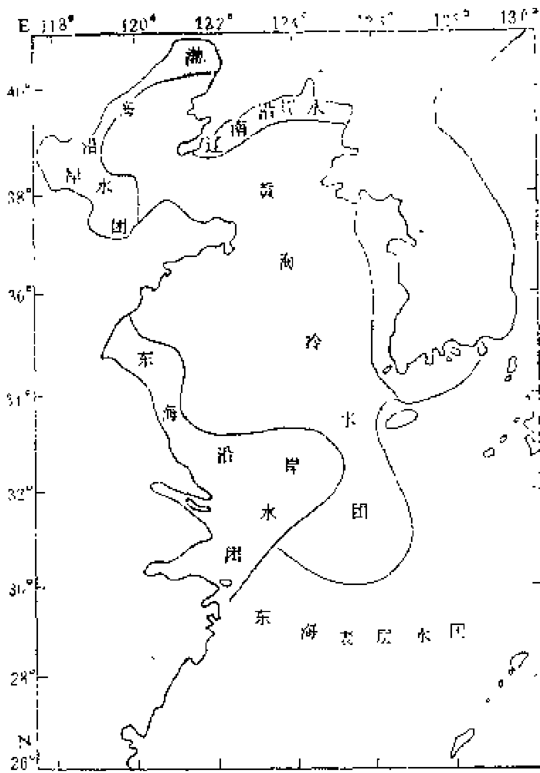


图9-19　夏季黄海冷水团分布(表层)

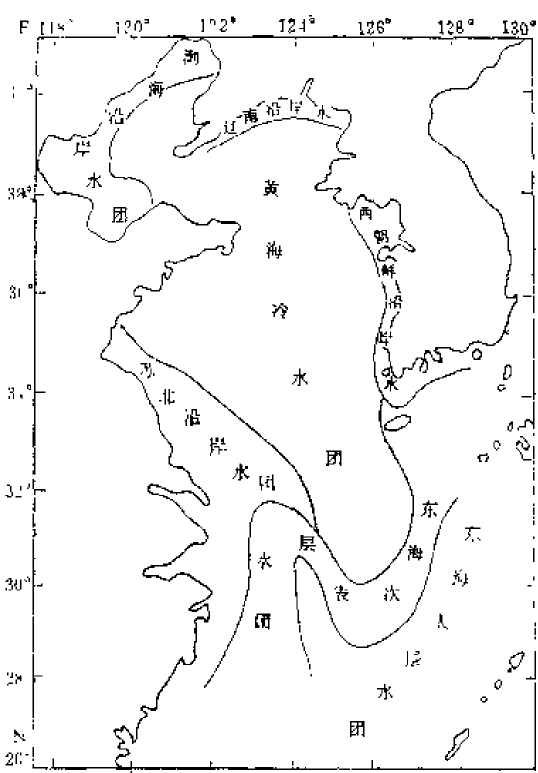


图9-20　夏季黄海冷水团分布(底层)

以南大陆架上，南海表层水被东北季风吹离海岸，而南海次表层水升达海面，与沿岸水相邻(图9-21)。

夏季，南海盛行西南季风，此时正值雨季，沿岸水扩张，使表层水相应缩小，盐度下降，水温升高。在我国沿岸，南海表层水一部分随季风漂流经台湾海峡进入东海，大部分则与沿岸水在大陆架上相遇，并以楔状位于沿岸水的底部，最强时可达20米深处。

表层水团的厚度，在南海中部，夏季约为40米上下，冬季加深到80米左右，其主要原因与南海垂直环流作用有关。

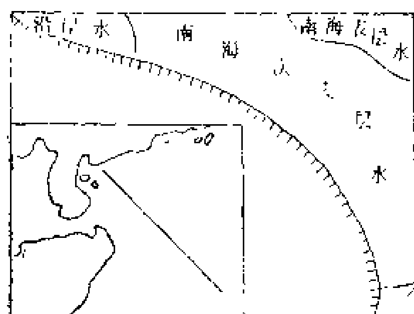


图 9-21 冬季南海次表层水的涌升现象

(2) 南海次表层水：厚度为200米左右，它保持了太平洋次表层水所固有的高盐特征，在150米深处出现35.0左右的盐度极大值，整个水团的平均盐度不低于34.5，比其上下水团的盐度都要高。水温随深度由24°C降到13°C，其垂直位置，夏季较浅，冬季较深。冬季，在太平洋次层水进入南海时，南海中层水却流出南海，因此，使次表层水下降40米，盐度也增大。夏季，出现相反情况，使次表层又回升，在这种升降过程中，其垂直厚度未发生变化。

(3) 南海中层水：其下界可到1000米深处，它以明显的盐度极小值为其主要特征。与东海的中层水相比较，其盐度极小层位置较浅，在400—500米深处(盐度为34.4—34.5)，并且它在600米深处存在一个独特的最低含氧层(<1.5毫升/升)，那里温度约5°—8°C。

巴士海峡有一个从东北向西南倾斜的水下峡谷，是太平洋中层水进入南海的主要通道，这个水下峡谷的中间深度为3800米。

(4) 南海深层水：在2000—2500米深度以上其性质与太平洋深层水相似。在2000—5000米深度以下具有海盆水性质，整个水团的温度低于1°C，盐度在34.5—34.6之间，含氧量随水温递减略有增加。在3000米深处，温度最低(2.38°C)，盐度为34.6，含氧量为2.4毫升/升。再往深处，温度和含氧量略有上升，而盐度不变。由于巴士海峡东部的海槛深度约在2000—2500米之间，而该水团的最低温度出现在3000米深处，反映南海海盆与太平洋之间的交换是比较畅通的。

2．南海北部沿岸水团　(1) 广东沿岸水：主要是珠江的冲淡水，分布在雷州半岛至汕头附近，水深约40米以内的浅水区。每年4—8月，由于高盐、低温的次表层水涌升到海面，在海陆丰外海，把沿岸水截成两部分，分别称粤东和粤西沿岸水，前者与闽浙沿岸水连成一体，而粤西沿岸水的消长与珠江径流、南海环流有密切的关系。在珠江径流和沿岸流的作用下，它在东南方向扩展剧烈，形成一个低盐水舌。可是，其西侧却向广州湾西部移动，其厚度平均10米，最大约20米。

在其余的各个季节里，广东沿岸水变成沿海岸向西扩展，不超过40米等深线，最低温度约为16°C，在2月份出现。

(2) 北部湾沿岸水：分布在雷州半岛与越南沿岸一带，受沿岸径流影响大，盐度低(<32.0)，盐度梯度大；水温分布终年垂直均匀，年最高温度为29.5°C，最低为15°C左右，春季紧贴北部湾的西北部近岸海区。8月份势力最强，9月份范围达全年最大，可伸展到北纬20度附近，但厚度仅15—25米。

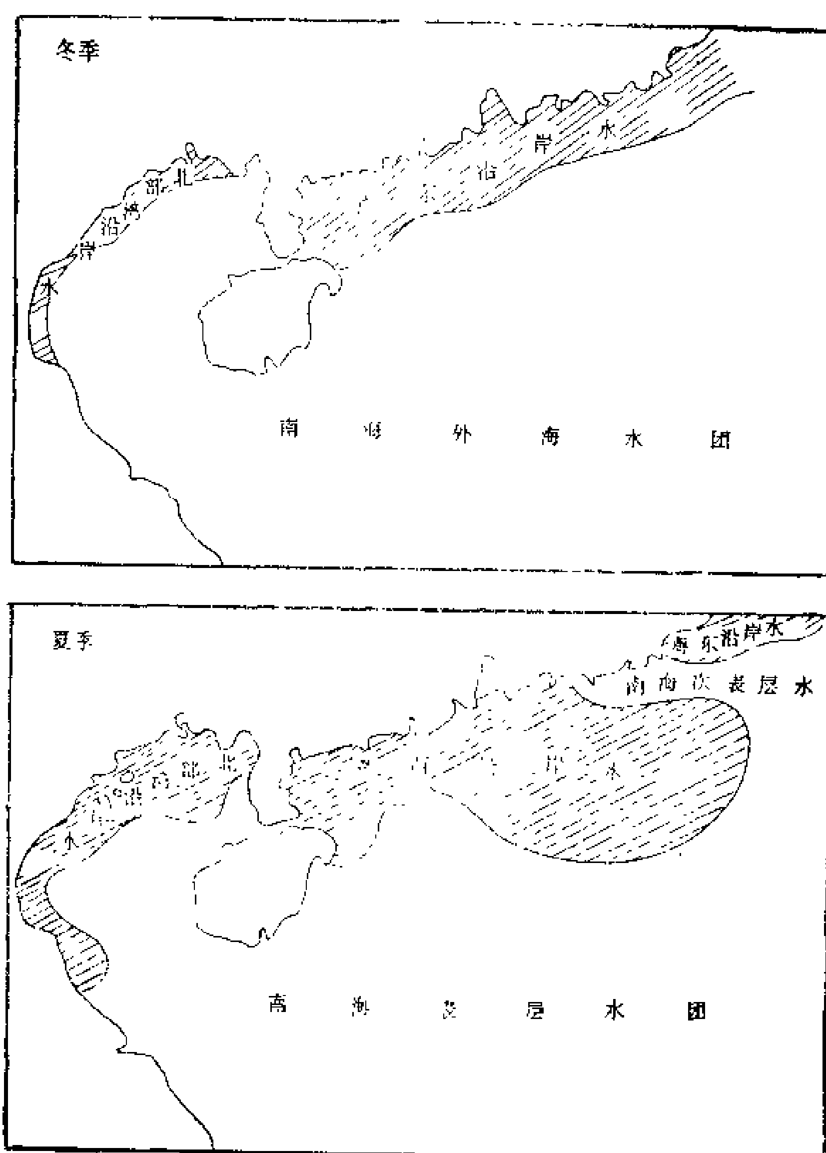


图9-22 南海水团分布略图

复习思考题

1．混合有哪几种形式？涡动混合和对流混合的区别在哪里？

2．什么叫水层的垂直稳定度？水层的稳定状态有哪几种？

3．如何计算水层的垂直稳定度？

4．什么叫要素跃层？如何选取跃层？

5．略述影响涡动混合和对流混合的因子。

6．什么叫水团？$T-S$曲线？

7．如何用$T-S$曲线的形状来了解水团之间混合与叠置情况？

8．结合中国海区水团的分布，明确水团的核心、边界与强度，水团的形成和变性以及水团与环流的关系。

9．北太平洋水团垂直结构与东中国海、南中国海的水团的分布有什么联系、什么区别？

10．通过中国海区环流的变动情况，说明水团分布消长的原因。

第十章 海洋生物

第一节 海洋生物的种类组成

海洋生物按其性质不同，分为海洋动物、海洋植物和海洋微生物三类。海洋植物较为单纯，仅包括藻类和菌类。海洋动物的种类非常复杂，在分类上涉及范围很广，从无脊椎动物到原索、脊椎动物中大多数门、纲都有海洋的种类代表。本章对海洋动物、植物和微生物只作简单的介绍。

一、海洋植物

海洋中生活的植物绝大多数属低等的叶状体植物，即藻类和菌类，高等植物中除海韮菜[1]（图10-1）外，还有为数不多的红树林。由于菌类包括着有在海洋中起重要作用的细菌，故另作一段介绍。

藻类的主要特征是没有真正的根、茎和叶的分化，整个植物体都有自周围吸收营养物质进行光合作用、制造有机物质的功能。藻类的生殖单位是单细胞的孢子（无性生殖）或合子（有性生殖）。

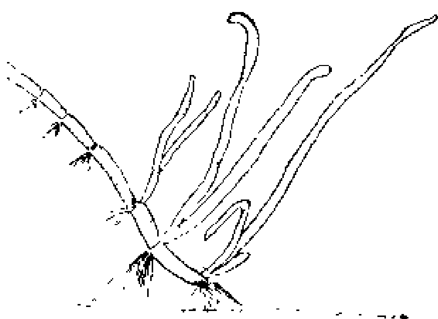


图10-1 海韮菜

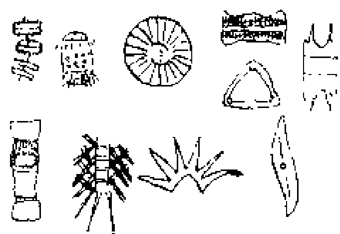
藻类的种类很多，根据它们所含的色素、形态结构和生活史的不同将其分为11个门，即：绿藻门、褐藻门、红藻门、甲藻门、眼虫藻门、硅藻门、金藻门、黄藻门、兰藻门、隐藻门和轮藻门。其中大部分门类是浮游藻类，种类甚多，几乎占所有藻类的99%以上。海洋中常见的藻类有：硅藻、甲藻、蓝藻、绿藻、褐藻和红藻等，其中有生产价值的又首推褐藻和红藻。

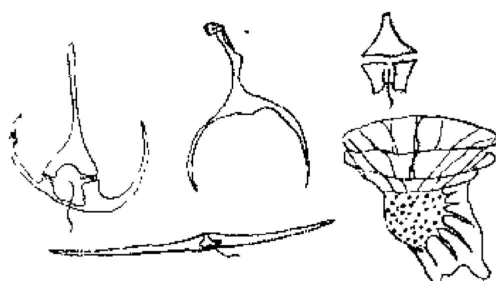
硅藻（*Bacillariophyta*）（图10-2） 它是一种具有色素体的单细胞植物，能利用日光能制造有机物质，是海洋初级生产力的一个重要指标。硅藻，绝大多数营浮游生活，也有营固着生活。它有一个双壳体，上壳和下壳合在一起，活象一个两半的培养皿。瓣壳由硅质和果胶质组成，所以硅藻呈玻璃状外形。硅藻种类多、数量大、分布广，死亡之后硅质沉到海底，形成硅藻软泥和硅藻土。硅藻（如骨条藻和角毛藻）繁殖过盛时，会引起赤潮。

甲藻（*Pyrrophyta*）（图10-3）种类和数量仅次于硅藻，它是游动的单细胞植物，很少为群体。甲藻细胞一般有两条鞭毛，大多生于细胞腹面，一条叫横鞭，另一条叫纵鞭。许多种类体外具有甲片。甲藻体内含有叶绿素和其他几种色素，为光合自养生物，只有少数几种甲藻是异养生物。

甲藻通常生存在温暖水域，它们的骤增常引起赤潮。甲藻中有许多种毒性很大，其

[1] 海韮菜是一种稀有的高级海洋植物，它生长于沉岸带的专力区（深度小于5米），这种植物的茎或根部能生有须根。


图10-2 硅藻的代表类型


图10-3 甲藻类型

中旋沟藻毒性最强，用它的毒素制成麻醉剂，比普鲁卡因等效力大10万倍。

蓝藻(*Cyanophyta*)多数生活于淡水中，分布于海洋中的种类较少，且多数生活于暖海区。有一种叫红海藻(*Trichodesmium*)，它生活于暖水中，有时大量繁殖，使海水呈现红色，红海的名称由此而来。兰藻能使海水呈现红色是由于细胞中含有兰藻红素。兰藻中一种叫螺旋藻，蛋白质含量高达60—70%，可以作为饲料和食用蛋白的来源。

绿藻(*Chlorophyta*)类90%生于淡水，约10%在海水中生活，绿藻色素体含叶绿素和其他色素，要靠阳光进行光合作用，生存场所仅限于浅海区，生长深度不超过10米。常见的绿藻是石莼和仙掌藻，这种海藻分泌碳酸钙，死亡之后沉入海底成为构成灰岩的原料。

褐藻(*Phaeophyta*)是底栖种类，是藻类中最高级的类型。它们没有单细胞或群体的个体，全部为多细胞，并有大型种类，如巨藻(*Macrocystis*)(图10-4)，最长的竟达到100米以上，堪称世界上最高大的植物了。褐藻因含褐藻素，且呈褐色而得名。

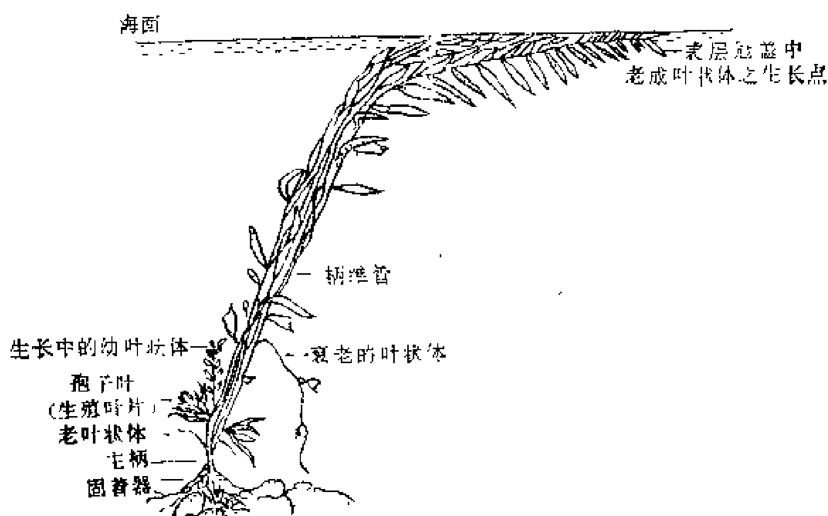


图10-4 巨藻成体图

褐藻中有许多有经济价值的种类，如海带、裙带菜、鹿角菜等是人们喜爱的食物。从海带、马尾藻中可提取褐藻酸、甘露醇、碘、氯化钾等产品。这些产品在工业上用途很大。从海带中提取褐藻酸，有抗肾上腺素的作用，是一种新型的降压药。

红藻(*Rhochophyta*)是海洋底栖植物中的另一主要成分。绝大多数是多细胞体。它有叶绿素和辅助色素，能进行光合作用。含有红藻素的红藻有4000多种，大多数是海生

的，分布较深。许多红藻可食用，如紫菜，营养价值很高，也可提取琼脂，供工业上用。有些红藻可供药用，如海人草和鹧鸪菜是良好的驱虫药。

二、海洋动物

(一) 无脊椎动物(*Invertrale*)

原生动物门(*Protozoa*)是动物界中最原始、最低等的单细胞动物或单细胞集合而成的群体。它分布很广，各海域都有。在人民经济生活中的位置比较显著。如放射虫目中辐骨虫属的*Acanthometron*和有孔虫目的球房虫属为最重要。它们的生活与地壳存在发生密切关系。其遗骸沉积在海底。构成放射虫软泥和球房虫软泥约占海底总面积三分之一，在大西洋海底最多。夜光虫是最大的原生动物(直径可达2毫米)，分布于沿岸浅海水域，营浮游生活。如果繁殖过盛，可形成赤潮，危害渔业。

有许多原生动物寄居于其他动物，但对这些动物无益害者，称为共栖；有的和其他动物共同生活，互相有利，称共生；有的寄生于人和经济动物，掠取寄主的营养，对寄主有损害，称寄生。

海绵动物门(*Spongia*)

海绵动物是最原始最低等的多细胞动物。它有自生能力，如果它们受损坏，能重新生长完整个体。海绵动物有骨片，其骨片由石灰质及硅质构成。浅海产的海绵种类其骨片有弹性，深海产的则硬脆。某些海绵可供沐浴用，如沐浴海绵(*Euspongia*)。

腔肠动物门(*Coelenterata*)

腔肠动物是一门低等的双胚层动物，只有一个消化循环腔，一个开口，用以进食和排除废物。本门动物中大多数种类有复杂的生活史，有行固着生活的水螅体期和行浮游生活的水母体期(图10-5)。本门动物大多有刺丝囊，具有一定毒性。其种类包括：

水螅虫纲(*Hydrozoa*)具水螅型和水母型两种形式，水螅型呈元筒状，水母型呈元盘状，即伞状，代表种如薮枝螅(*Obelia*)。

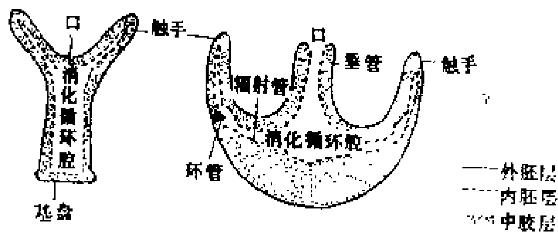


图10-5　水螅型和水母型的比较

钵水母纲(*Scyphozoa*)只有水母型，水螅型不发达，如海蜇、霞水母等。有些种类水母体很大，动物躯体直径最大可达数米。

珊瑚虫纲(*Anthozoa*)只有水螅型，如海葵、石珊瑚和海鳃等。分布在热带、亚热带海洋中。

栉水母门(*Ctenophora*)

栉水母系脆弱的胶状小型浮游生物，种类不多。栉水母多无刺丝囊，体壁外有8条辐射对称的纤毛栉板，如侧腕水母(*Pleurobrachiia*)。

扁形动物门(*Platyhelminthes*)和线形动物门(*Nemathelminthes*)

这两种动物除寄生生活的以外，在海洋中还有自由生活的种类，有底栖的，也有浮游生活的，特别是海洋线虫，个体小，种数和个体数很多，分布很广。

纽形动物门(*Nemertinea*)

身体呈纽带形，细长，最长的一种长纽虫(*Linenus lougissimus*)的长度可达25

米，多数底栖生活，也有浮游生活的种类。

轮虫动物门(*Rotifera*)

本门中常见的轮虫，是小型的浮游动物，饵料意义很大。

环节动物门(*Annelida*)

环节动物的有机结构在无脊椎动物中是很高等的。身体由很多基本相似的环节构成。本门分寡毛纲和多毛纲。

寡毛纲(*Oligochaeta*)能在海水中生活的种类极少，且限于近岸。

多毛纲(*Polychaeta*)大多数是底栖，少数浮游生活，是海洋中重要的动物类群。多毛纲动物都具很多成对的疣足，并有很长的刚毛，如沙蚕(*Nereis*)等。

软体动物门(*Mollusca*)

软体动物门有外套膜和贝壳结构，躯体柔软，无环节，足部发达，生活方式是底栖性的，也有很多种类是泳游性和浮游性的。

其种类包括双神经纲(*Amphineura*)身体扁平，底栖生活，壳体由八块板构成，如石鳖等。

掘足纲(*Scaphopoda*)介壳管状，肉足可自一端伸出，掘入海底，分布从浅海到深海(可超过5000米深度)，全部海生。

腹足纲(*Gastropoda*)和瓣鳃纲(*Lamellibranchiata*)除少数种类外，全部是海产的。这两类动物除幼体过浮游生活外，全营底栖生活，瓣鳃类大多数栖居在泥沙中或固着在石上，少数种类(如马特海笋、凿穴蛤等)能分泌物质溶解石灰质钻入石中，还有一些种类如船蛆能钻穿海水中的木材居住其中。腹足类动物大部分是草食动物，也有部分是肉食性动物。

头足纲(*Cephalopoda*)全部是海产的，它是软体动物中结构最高等的。习性是底栖、游泳都有，它们头部有许多腕，腕上有吸盘，用于攫捕食物，如乌贼、章鱼。深水中大型种类如大王乌贼，体重30吨，伸开十个触手时竟长达16米左右，为最大的无脊椎动物。有名的"活化石"鹦鹉螺(*Nautilus*)也属这纲(图10-6)。

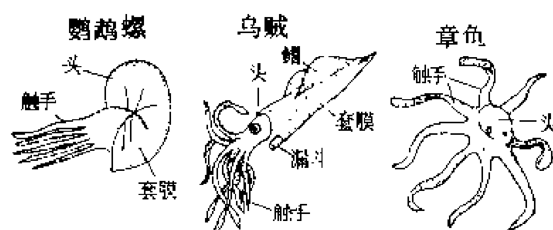


图10-6　几种常见的头足类软体动物

节肢动物门(*Arthropoda*)

节肢动物是动物界中最庞大的一个类群，种类极多，占已知一百多万种动物中的85%左右。

昆虫纲(*Insecta*)是陆生的主要类群，海生的新近才引起人们的注意。

甲壳纲(*Crustacea*)(图10-7)是比较原始的节肢动物，多数是海生的，它们不仅是浮游动物和底栖动物中的主要成员，也是许多经济动物食物的主要成分。十足类是本纲中最高等种类，主要的经济种类有对虾、磷虾、毛虾和各种蟹类等，具有重要的经济价

值。目前开展的大规模捕捞浮游动物作为人类食物来源工作中，甲壳类就是主要对象。



图10-7 某些海产甲壳动物生活状况

肢口纲(*Merostomata*)是节肢动物中现存的古生物种类，如中国鲎(*Tachypleus tridemtatus*)。

苔藓动物门(*Bryozoa*)和腕足动物门(*Brachiopoda*)

苔藓动物属群体海洋生物，它们通过分泌形成粗糙的甲壳质和钙质骨骼，各个体有单独的壳，彼此相连成一片。腕足动物外形酷似双壳类瓣鳃软体动物，然而不同的是它的双壳不是分左壳和右壳，而是分背壳和腹壳，常见的如海豆芽(*Liugula*)等。

毛颚动物门(*Chaetognatha*)

毛颚动物又称箭虫(*Arrowworm*)，全部是海生的，种类不多，约50多种，但数量很大，是海洋浮游动物的主要组成部分。肉食性，分布很广。有一些箭虫由于有一定的分布范围，并随一定海流扩散，曾被作为一定海流的指标种。

棘皮动物门(*Echinodermata*)

棘皮动物身体呈辐射对称，身上有明显的棘状突起，体壁内有石灰质骨片或小板和它们独立的水管系统。这类动物，全部海产，大部分是底栖性生活。发育要经过变态。

海星纲(*Asteroidea*)形似五角星，分中央盘和腕部，二者分界不明显，分布很广，全部底栖生活。

蛇尾纲(*Ophiuroidea*)在棘皮动物中种类最多，分布最广，是很重要的底栖动物。体型和海星基本相似，但腕与中央盘之间分界明显。

海胆纲(*Echinoidea*)身体常成半球形，也有扁平的，胆壳外附有能活动的棘刺，全部底栖。

海百合纲(*Crinoidea*)是最原始种类，大都营固着生活，身体由盘、腕、柄三部分合成，有柄种类营固着生活，产于深海，近海种类其成体无柄。

海参纲(*Holothurioidea*)机体结构和其他棘皮动物有些不同，成细长蠕虫状，大

部分是底栖，也有是浮游生活的。食用海参全世界约二十种，我国西沙群岛即有二十种。

(二) 脊索动物门(*Chordata*)

脊索动物门包括尾索动物亚门、半索动物亚门、头索动物亚门和脊椎动物亚门。前三个亚门称为原索动物，全部海生，体的中轴脊索终生或幼期存在。脊椎动物亚门在水中营游泳、浮表性、底部性等生活方式。

尾索动物亚门(*Urochordata*)营固着生活或浮游、游泳生活。它由体躯与尾部组成，在尾部中部有脊索称为尾索动物，它的身体外面被有一层类纤维素的包皮，又名被囊动物。

半索动物亚门(*Hemichordata*)包括种类有肠鳃目(如柱头虫)、羽鳃目。其分布在各种不同深度的海洋中，从潮间带到深海都有分布，浅海种类较多。

头索动物亚门(*Cephalocordata*)体制比前两亚门更接近脊椎动物，身体结构显示典型脊椎动物基型，常被用来作为脊索动物的典型代表，如文昌鱼。

脊椎动物亚门(*Vertebrata*)除两栖纲外，其余各纲海洋中都有代表，其包括的种类，如鱼类(*Pisces*)、爬行类(*Replilia*)、鸟类(*Aves*)及哺乳类(*Mammalia*)。

三、海洋细菌

海洋中的细菌，多数属异养性细菌，包括腐生的和寄生的种类。它们个体小，数量大，在海洋生态学上始终发挥巨大作用，具有在海洋和深海沉积层中进行化学和物理转化，把动植物的尸体或排出的有机废物再分解为无机营养盐供海洋植物再生产用的能力。因此说，细菌既是海洋中最原始的生物，又是分布最广、最有效的分解者。

海洋细菌除有耐盐、耐寒、耐压(在海底可承受1000个大气压的压力)外，有些细菌还有生物发光现象。细菌在最深海洋沉积层中生活，对石油形成和铁矿床形成起着重要作用。细菌与海洋生物附着的关系，细菌在防污染中的作用，是研究的重要问题。海洋细菌的抗生作用以及海洋中的抗菌物质(抗菌素等)是目前研究中一个引人注目的方向。

第二节　海洋生物与理化环境的关系

海洋中生活的生物是海洋的一个重要组成部分，它们不仅受着它们生活的海洋环境的制约，而且生物在生命活动过程中也影响海洋环境，表现出生物有机体同周围海洋环境的辩证关系。但必须指出，海洋生物同周围环境的相互关系中，环境的各个因素是互相依赖的。因此，生物同海洋环境任一因素之间的表面因果关系，始终不是孤立的，它还跟其他因素的作用以及各因素的相互作用都有联系。这里就主要环境因素和海洋生物的关系分别加以讨论。

一、光照

光照主要是太阳辐射，是海洋环境中最重要的生态因素。光影响着海洋有机物质的生产，从而影响整个海洋生物的生活和生存。光在海洋中的分布和变化直接或间接地影

响着海洋生物的分布、数量、行为（洄游和垂直移动）以及一些特殊的适应表现。

光透入水层要受到两种作用——吸收和散射的限制。因此，光照条件不及陆地。海洋中的光照强度是随深度逐渐减弱，100米处只有表面能量的1%左右。植物的光合作用强度也随深度逐渐减弱，到某一深度，当植物的光合作用所产生的氧量恰好等于其呼吸作用的消耗，也就是说，植物生产的有机物质全部为其本身生命活动所消耗了，无所净得。我们称这里的光照强度为补偿点，或补偿光强。补偿点所在的深度叫补偿深度。显然，植物在这里尚可生存，但不能生长繁殖。补偿深度不仅取决于纬度、季节和日光照射角度，也受天气、海况和海水混浊度的影响，因此，它在不同地区、不同季节和不同时间是不相同的。

光是植物进行光合作用的能量来源。光合性植物的光合作用强度与光照强度直接有关。每一种海洋植物都有一定的最适光照强度，或称饱和光照强度，在这个光照强度范围内，光合作用速率可以达到最高水平。在这个范围以下，表现有光照不足的限制作用，光合作用速率与光强成正比关系。超过这一范围，就会发生光照过强的抑制作用，光合作用速率也减低，甚至对植物有危害的作用。

据动物对光的反应，可分为广光性和狭光性两类。但它们都表现出有一定的最适光强范围。

光影响着许多低等动物的行为，表现为趋向光源运动和背向光源运动。动物的趋光或背光行为也因温度、氧气等环境条件而有所改变，通常降低温度可以使动物趋光，升高温度则可使趋光运动变为背光运动。

同一种动物的趋光运动，因年龄、性别、生理状况等不同，常有不同的适光性。一般成体常表现背光，而幼体则多趋光，生殖期也会加强其趋光性。

一般海洋和淡水的动物都有回避强光的特性，当白天光照转强时，栖息于较深的水层，夜晚才上升到表面，每昼夜往返一次，这种现象不仅表层的动物有，如浮游动物表现较为明显，即使在光照微弱的深水层，某些动物也有昼夜移动现象。动物的移动幅度是随种类、个体大小、性别、年龄、海区和季节等不同而不相同。

鱼对10^{-2}—10^{-5}勒克司的光刺激就能起反应，这是一般鱼类进行集群和索饵所必需的最低照度。不同鱼有不同的适宜光照范围，适宜的光照数值也因昼夜、海水消光系数的不同而不同。

二、温度

温度对海洋生物的生殖、发育、生活状态、数量变动和分布，都有直接或间接的制约。温度变化，改变生物的外界环境，影响生物的生活和生存。

生物对温度变化幅度忍耐能力的大小，可分为两大类：即广温性生物和狭温性生物。而每一种生物对温度变化忍耐力，也因发育阶段的不同而异。

根据动物的体温与周围水温的关系，大体可把动物区分为变温性和恒温性生物。在海洋里，鱼类以下的动物是变温动物在变温性动物中广温性种类，随水温而改变体温的能力自然较狭温性种类为大。海洋哺乳动物如鲸、海狗、海豹和海鸟等，具有皮毛、羽毛、脂肪层等保温装备，它们的体温不随周围水温的变化而变化，常高于水温，这类生物称恒温性动物。

温度对生物产卵期的影响。生物开始产卵要求一定的适温范围，低于产卵的最适温度，性腺不能达到成熟阶段，从而推迟产卵期。有人做个试验，把活鲱养在浅水网箱中，使鲱鱼整个春季都处在低温海水中，结果一直到6月份，当环境水温开始升高时才产卵，鱼放在温度偏低的水域中，产卵期可推迟近3个月，说明了水温变化影响鱼类产卵期。

温度影响海洋生物的繁殖、生长和发育。浮游动物的生殖要求一定水温条件，在适温范围内，升高温度可以加速生殖腺的成熟，加快胚胎发育速度和缩短发育时间，增加世代数目，如桡足类飞馔溞(*Calanus finmarchicus*)在年平均不同温度的海区，其世代数自不一样，它在北冰洋每年只繁殖1代。在挪威海有2代，在英国南部海中则有3代。温度是影响代谢的重要因素。各种生物在适温范围内代谢作用率(以氧的消耗表示)随温度升高而加速，卵和幼体的发育也趋于增强，如瓣鳃类的帘蛤其幼体的生长与温度关系是同一时间内温度高，生长快。但温度在发育中的作用，在不同阶段是不同的。

温度与生物个体大小和结构的关系。生活在冷水或深层水中的动物个体，常比生活在暖水中动物的个体为大，在冷水中有个体很大的种类，如北极霞水母(*Cyanea arctica*)的直径有2米，触手长过30米。就同一种类来说，冷水的个体比暖水的为大，但暖水中的浮游生物的漂浮结构都比冷水的发达。

温度影响海水中碳酸钙溶度积常数。水温低碳酸钙易溶解。在冷水区域生物介壳较薄，如冷水性的翼足类软体动物海天使没有介壳，北极区的翼足类软体动物蜺螺(*Limaeina*)只有很薄的壳。

在低温条件下成长的鱼类，个体较大，寿命较长，在鱼体形态特征上，栖于低温水域的鱼类，脊椎骨节数和鳍条数比较多。

温度影响底栖动物的地理分布。不同性质的底栖动物群落分布有它的局限性，在一定程度上是受温度制约的，如大西洋和太平洋的12°C等温线，阻止了冷水性鱼的南下和暖水性鱼的北上。

三、盐度

海洋生物对盐度变化的忍耐能力，大致可分为狭盐性生物和广盐性生物。前者只能生活在盐度稳定的环境中，如深海和大洋的生物。后者对海水盐度变化有很大适应性，能忍受海水盐度的剧烈变化，如广盐性伪镖溞，能生活在盐度变化于1.8—68.4的环境中。

盐度与生物的关系，主要是通过水的密度和渗透压对海洋生物的生活和卵的发育产生影响。

盐度影响生物个体大小。生物形态结构在不同盐度下有变异，很多广盐性的同种动物，栖息在不同盐度的水域，其个体大小也不同。通常栖居低盐度环境的最大个体，常比生活在高盐度水域的最大个体为小。

盐度与繁殖的关系。海洋动物大多都营体外受精。精、卵子均排于海水中，卵依赖于海水而得到所需的盐类，进行发育，但有些动物的生活区要求一定的盐度条件，如毛蟹虽然生活在淡水中，而生殖时必须到海中去，卵在较高盐度的海水中，才能孵化和发

育。海洋动物一般地具有较大的生育力，但盐度降低往往伴随着生育力降低。

鱼类对0.2的盐度变化就能起反应，鱼的侧线神经起着盐度检测器的作用。所以，盐度对于鱼群分布、渔场位置有重要影响。但海水盐度变化不是孤立的现象，盐度随水系运动而变化，所以盐度和鱼类之间的关系间接地受到平流等因素的影响。

四、营养盐类

海水中的硅酸盐、磷酸盐、硝酸盐、亚硝酸盐和铵盐等，是浮游植物和藻类生长所不可缺少的微量成分，而且往往是限制它们增殖的要素，所以统称为营养盐。

营养盐含量直接支配浮游植物的生产量。对摄食浮游植物的浮游动物和吃浮游生物的鱼类的生产量，也起间接的支配作用。在海洋表层，浮游植物吸收营养盐，构成有机物质后，又由动物摄食以同化为动物的组成物质。生物的代谢或死亡后经细菌分解又重新成为无机盐回到海水中。显然这一物质与生物生命活动关系密切，是生物生命活动的源泉，因此被称作生源元素。海洋深层因缺乏光线，浮游植物所消耗的营养盐减少，从上层沉降的生物遗骸被细菌分解成无机盐类在深层积累。在涡动扩散和海水混合作用下，深层营养盐又回输到表层，特别是在高纬度海区，秋冬季水温降低，密度增大，容易造成上下水层的大循环。由于上层水域中营养盐的含量波动很大，浮游生物的繁殖也随之表现有周期性变化，不同种类的浮游植物对营养盐要求的最适浓度不一样，在整个浮游植物盛衰的过程中还表现有一定的演替次序。

五、溶解氧含量、pH值和二氧化碳

海水中溶有大气中所含有的各种气体，其中氧和二氧化碳是海洋生物呼吸作用和光合作用的基本物质。

（一）溶解氧含量

海水中溶解氧来源，一是氧气大量地自大气溶入海水，另一是海洋植物在日光下光合作用排出游离氧，后者是重要的来源。海洋植物大量繁殖时，水中溶解氧含量要比在同样条件下从大气中溶解的量大1—2倍，即发生了水中溶解氧的过饱和现象。这种现象，只要稍有一些风吹，过饱和现象就会消失。

海洋植物排氧过程是间断进行的，只有在足够光照条件下才能摄取二氧化碳进行光合作用，制造有机物质，排出氧气，在夜间和其他生物一样也是消耗氧气和产生二氧化碳。

海洋浮游植物在呼吸作用过程中需要大量的氧气，而有机残体经细菌作用腐解时也消耗氧气，这些情况都引起水层中溶解氧含量的显著降低。

溶解氧含量对鱼类习性有一定影响。氧含量低、鱼卵的发育受到抑制，当某海区缺氧时，鱼类就会转移。在没有氧含量的海区，由于硫化细菌的作用，出现硫化氢气体。在有硫化氢污染的海水里，不可能有鱼类。因此从氧含量的分布中，可以了解渔场的好坏。

（二）pH值

生物对pH的适应范围可分为狭酸碱性和广酸碱性生物。海洋生物是属于狭酸碱性，忍受pH的范围，一般在6—8.5。也有少数沿岸种类对pH的忍受幅度较大，如筹足类中的蛀

木水虱(*Limnoria lignorum*)，在pH1.5—9.6的范围内生活不受影响。

pH变化对水域生物繁殖和发育有密切关系，pH过高或过低时都发育不良。

(三)二氧化碳

海洋植物的光合作用和呼吸作用，导致海水中二氧化碳含量的变化。二氧化碳被浮游植物和海藻所利用，光合作用产生碳水化合物，是海洋生产力的基础。但二氧化碳又是海洋生物呼吸作用的产物，二氧化碳增多时，对浮游动物有麻醉作用。

二氧化碳和碳酸钙的沉淀及溶解有关，一般在高温高盐度和低二氧化碳含量的条件下，钙的沉淀过程加快，因此大部分热带海洋浮游生物常有发达钙质外壳。

六、海流

海流，尤其是主要的大洋环流，能把浮游动物输送到很远的地方。海流在流动过程中，不断地改变温度、盐度等性质，有时与其他海流汇合失去部分或全部特征，这时海流中只有抵抗力强的一些种类能继续生长一段时间，即使能产卵，幼体也无法继续生存下去。在这种水系中找到的外来的浮游动物，必将是经常地或周期性地由海流输入。因此海流不仅是决定外来浮游生物由其原地向外散播的因素之一，而且对维持土生种也起着决定性的作用。

流是海况变化的重要因素，对鱼类的影响很大。鱼类洄游季节，海流把鱼卵和稚仔鱼冲到索饵发育场，稚仔鱼发育长大后，它们又逆流返回产卵场，每年完成一次循环。因此海流直接影响鱼类后代的发育和成长。流和照度、饵料等条件的配合，影响了鱼类的行为，造成昼夜移动。

上升流，当严重缺氧的底层水被涌升到表层时，有可能引起鱼类大量死亡。但不缺氧的情况则相反，如在朝鲜东岸的注文津附近，测得的氧的饱和度达140%的海水，在该处发现了一支较为强盛的上升流。该海区是良好渔场。

在寒暖流的交汇处，称"流隔"，是良好的渔场。如日本北海道渔场、欧洲的北海渔场和北美纽芬兰渔场是世界三大渔场。

各种鱼对海流的反应是不同的，但通过试验证明，鱼群的移动和鱼的定向，受流的调节。海流可以作为鱼类定向的指标，海流也影响鱼类的区系分布。如在沿岸流流速超过1节的海区，鱼类区系组成有显著的变化，其中出现明显的分界区，各区只有一定的鱼类分布。在流速低于1节的弱流海区，只有活动能力低的鲽鱼等鱼类分布。

以上我们就光照、温度、盐度、营养盐、溶解氧含量、pH、二氧化碳、海流等方面，说明海洋生物同海洋理化环境因素的相互关系，还有压强、底质、溶解有机质等因素，它们都有一定的作用，这里就不一一进行讨论。

第三节 海洋生物的生活方式

一、海洋生物的生态类群

海洋生物根据其生活方式和习性可分为三个主要生态类群：浮游生物、游泳动物和底栖生物。

（一）浮游生物

浮游生物是一个大而复杂的生态类群，它包括浮游植物和浮游动物。它们浮游在水层中，大多数无运动能力，只是随流被动地移动，有少数浮游生物可以主动运动，但运动能力弱小，不足以胜过水流。大多数浮游生物个体小，肉眼看不见，只有少数种类个体或群体很大，用肉眼可以看得见。

浮游生物按其生活习性和形态大小可划分许多类型：

（1）依营养方式分为两类：

植物性浮游生物（*Phytoplankton*），简称浮游植物。行植物性营养，能吸收日光能自己制造有机物质，生活限于表层和有光带。

动物性浮游生物（*Zooplankton*），简称浮游动物，行动物性营养，不能自己制造有机物质，而能利用现成有机物质作为营养来源。可生活在有光带或无光带。

（2）依体型大小分为：

巨型浮游生物（*Megaloplankton*），体型大于1厘米，如僧帽水母，霞水母，海蜇等。

大型浮游生物（*Macroplankton*），个体的大小在五毫米左右，如大型水母、大型甲壳类、毛腭类、海樽类等。

中型浮游生物（*Mesoplankton*），个体大小在1毫米以上，如一般小型水母、枝角类、挠足类及浮游幼体等。

小型浮游生物（*Microplankton*），个体的大小在1毫米以下，如原生动物、小型甲壳类及小型浮游幼体等。

微型浮游生物（*Nannoplankton*），个体在5—50微米以下，如微型鞭毛藻、微型硅藻类等。

超微型浮游生物（*Ultraplankton*），个体小于5微米，如细菌等。

（3）依分布状况分为：

水平分布：这类浮游生物又分为近岸性浮游生物和远洋性浮游生物两类。

垂直分布：分为上层浮游生物、中层浮游生物（栖于100—400米）、下层浮游生物（栖于400米水层下）等三类。

在垂直分布中依对光的习性分，可分为光明性浮游生物（栖于水表面至30米的上层）、稍暗性浮游生物和暗性浮游生物。在表层浮游生物中还有夜间表面性浮游生物。

（4）依生活习性分为：

全浮游生物，即终生营浮游生活的种类。

暂时性浮游生物，即仅在生活的某一阶段营浮游生活的种类，当它们度过初期阶段即幼体期之后便变态为游泳动物或底栖生物。

兼性浮游生物，除浮游生活外，还可营附着生活的种类。

（二）游泳动物

在水层中生活，运动能力较强的一些动物，它们的个体都比较大。常见的游泳动

物，如各种鱼类、鲸类、海豚和其他哺乳动物以及无脊椎动物中的对虾、头足类软体动物等。游泳动物大多数以其他动物为食物。它与底栖生物和浮游生物相比，游泳动物是高级的动物类型。其中海豚是非常聪明的动物，它容易接受训练，并能完成所担负的任务，例如，它可以充当信使，传递邮件和为水下作业人员搬运工具。

（三）底栖生物

在底部生活的生物，有植物，也有动物。底栖动物中也有能游泳的种类，但游泳能力不强。底栖生物通常分成三类：即固着类型、匍匐类型和穴居类型。固着底栖生物牢固地附着于海底。固着植物大部分限于透光层海底，它实际上包含了所有的海藻和海菲菜。固着动物包括珊瑚、海绵、藤壶和牡蛎。匍匐类型底栖生物主要是动物，它们之中有龙虾、蟹和蜗牛等。它们在海底爬行或弹跳前进。穴居类型底栖生物，如蛤、蠕虫和某些甲壳动物，均钻入海底沉积层或岩石中生存。

二、海洋生物生活中的周期性现象

海洋生物生活中的周期性现象是很普遍的，也是人们早已熟知的。周期性现象表现有：周日垂直移动、月变化、季节性变化以及较长时期的变化。

周日垂直移动，浮游动物是一个明显的例子。许多动物的摄食活动也往往有这个表现。海洋植物在一天不同的时间在生理状态上也有规律性变化。

月变化(主要见于沿岸)和季节性周期变化也很突出。许多海洋生物有一定的生殖时期或出现季节。如有一种裂虫(又叫斑齿裂虫)，它们在春暖花开或秋高气爽季节，总是在满月过后第一、第三和第四天，当日落后五十分钟的时候，举行一种奇特“华灯聚会”，在狂欢中举行“婚礼”，雄雌裂虫分别将精子和卵子排出体外，数量之多，竟把整个海面染成乳白色。裂虫一生只有这么一次暂短欢乐，留下后代，聚会结束即死去。

海洋生物季节性洄游或迁移现象是很普遍的，主要有经济鱼类，大多数的鲸类、鳍足类、爬行动物和其他鱼类。无脊椎动物中，从有经济价值的乌贼、对虾到生活沿岸底部的一些小动物也都有此表现。

海洋生物较长时期(几年乃至十几年)的周期性变化也很多。如欧洲鳗鲡，当性成熟时，成群结队从居住的内陆水域进入大江大河，浩浩荡荡地游向大西洋深海去生儿育女。产卵后精疲力尽，无法返回大陆，把自己葬身在自己出生的地方。孵出的幼鳗被大西洋洋流带着向欧洲方向漂流，踏上父母走过的老路。经三年漂流，行程三千余海里(5500多千米)，最后终于又回到父母生活过的淡水江湖之中，度过自己的少年时代。如果生物在回归路径中被人为的建筑如堤坝所阻，种群将受到严重损害，产量将受到严重损失。因此，建筑水坝必须考虑鱼、蟹的洄游习性。

海洋生物周期性变化的机制很复杂，不仅是外界环境周期变化的影响，生物本身的适应机制是很重要的动力。

三、海洋生物的地理分布

海洋生物的地理分布取决于多方面的因素，主要有历史因素、环境条件、生物本身扩散、食物供应及人类活动(如我国已成功地将海带南移)等。

从生物地理分布看，北半球和南半球高纬度区域冷水中的动物区系具有很多相同的

情况，在两极之间的热带海区中的种类则无此现象，这种两极相同情况称作两极同源。两极同源反映了历史时代的重要变化，现在的不连续分布是由过去连续性分布发展而来的。

和地理条件联系在一起的温度条件与海洋生物的生活和繁殖有密切的关系。生物在不同的发育阶段往往对温度条件有不同要求，特别是繁殖和发育时期要求更严格。在繁殖季节，如果温度等不能满足繁殖所要求的条件，这些生物在这一海区只能生存不能繁殖。因此我们把生物分布区域分为"生殖区域"和"不育区域"，后一区域中的这些生物是依靠海水运动或动物本身的扩散不断侵入的。

由于温度是障碍海洋生物分布的一个主要因素，所以在划分海洋生物地理分布区的许多方案中，通常都采用温度条件作为一个重要的准则。

在研究海洋生物地理分布时，一些生物种类能分布在三大洋的热带和冷水中（不一定入极区），我们称它们为普生种。普生种不一定都是广温性的，有一些冷水性种类在热带亚热带可以生活在深水中，如浮游多毛类(*Tomopterus septentrionalis*)，端足类(*Themisto compressa*)等。限于热带和亚热带分布的一些种类，夏季可能向北分布到 15°C 等温线，叫做暖水种。暖水种若分布于三大洋则叫做球分布。限于冷水中分布的种类叫做冷水种，其中还可以再细分为北方的、南方的、北极的、亚北极的、北极冷温带的……。

由于有一些浮游生物有一定的分布区，只能随着一定的水团或海流移动。因而它们的出现，可以被用作某一水团或海流分布和直接影响的指标。这样的一些种类我们称之为指标种。如有些硅藻的种类，可以作为探索海流的来龙去脉和水团移动的生物性指标。在我国海区中有一些种类，如肥胖箭虫和几种海樽纲被囊动物等，有充任黑潮暖流指标的可能。不过，不是每一个水团或海流都有合适的指标种，有时必须依靠生物组成的分析，从生物学上鉴定一个水团或海流。

四、海洋生物的种群、群落、食物网和生产量

生物在海洋中的分布不是均匀的，而是许多具有相同特性并只能在本群内交配繁殖的一些个体自然集合，一群一群地分布在一定的区域。我们称这样的群为种群。每一个种群都要求一定的生活和生存的必须环境条件，因此各个种群之间有一定程度的隔离，都有它一定的独立性，具有各自的发展过程、组织结构(性比例、年龄组成)，与生活环境相关联的数量变动规律和一定的遗传性等。

种群内也可进行自我调节，借以保持生态系统内的稳定性。种群内的个体数量因繁殖和生长，使种群增长，或因死亡和被捕食，使种群减少，但种群能借一系列因子加以调节使种群内相对稳定。如种群密度增大，引起生殖力下降(通过食物供应等因子控制)就是种群生长的反馈控制。

一个物种的种群在自然界中都不是单独存在，而是与食物、空间和其他一些物种的种群密切地联系着，自然集合组成生物群落。群落不仅是许多种生物的生存条件，而且是维持整个群落物质循环的重要结构(生产者、消费者、还原者的关系)。因此当群落中某一个种群或数个种群的急骤变化，就可能直接影响到整个群落的动态平衡。了解这一关系，对于在发展某一种生物经济利用时，必须考虑到它在群落中的地位和各方面的相互

影响。

群落中不同种间生物最主要联系是食物联系，通过直接或间接把群落内各个成员结成一个整体，这个联系称为食物链。食物链彼此交错，互相联成网状，叫食物网。食物网包括三种专门循环方式：捕食链，浮游植物自己能制造有机物，叫“抓光”的生产者，是海洋生产力的基础。浮游动物食浮游植物，叫“抓食”初级消费者，它把植物有机物转化为动物有机物，完成了海洋有机物生产过程的一次质的变化，因此它又是动物性有机物的基础生产者。浮游动物又被次级消费者捕食，次级消费者可分为一级捕食者、二级捕食者……，这个过程是从植物开始向上发展到小动物，最后到较大的动物。寄生链，这个链从较大生物向较小生物循环。腐生链，这个链是从死亡生物向微生物循环，不论哪个链级生物死亡，都被细菌分解，还原成无机盐供植物再生产用。这三者密切联系，构成了一个复杂而不可分离的链系

食物链上各个阶段叫做营养级。随着营养级向上一级的推移，生物量、生物数目和生物能量均呈递增性减少(生物数目有时相反)，结果使营养级呈一金字塔状，称为生物锥体。营养级不是无限地增多，通常少的是3级，多的不超过5级。了解了这一关系，为我们有效利用海洋生物资源提供了依据。

海洋中浮游植物通过光合作用把无机碳固定，转化为碳水化合物的有机碳，但它的生产量值因受营养盐量及太阳光能所支配，各海域有差异。有人估计，海洋表面所接受的太阳辐射，各地区和季节平均起来，每年每平方米有4.2×10^9焦耳(或1×10^6克卡)，一般只有0.18%左右可以为浮游植物的生产所利用。在比较肥沃的海区，这一效率可以提高到约0.4%，也就是说，每一平方米每年浮游植物可以生产出1000克葡萄糖，相当于360克有机碳、或16.8×10^6焦耳的能量，不过，这一生产量包括有植物代谢消耗在内，所以是毛生产量的数字，如果减去约10%的代谢消耗，植物实际提供的有机物质生产，即净生产量，应为600克葡萄糖，或216克有机碳。

第四节　海洋生物研究的动向

一、海洋生物资源的开发利用

海洋生物资源数量相当多。有人估计每年约生产1350亿吨有机碳，在不破坏生态平衡的情况下，每年可提供30亿吨水产品，至少够300亿人食用，现在被利用的每年还不到1亿吨。有人计算，海洋给人类提供食物的能力，等于世界上所有耕地面积农产品的1000倍。目前虽世界各国海洋水产向深海、远洋发展，但作业范围也只有大洋表面10%，绝大部分海域尚未开发。

海洋生物资源的特点是“再生性资源”或叫“可补充资源”。要使它源源向人类提供丰盛的水产品，首先对已开发的生物资源要妥善管理，合理捕捞。充分照顾生物本身的恢复能力。滥捕或过捕都会造成资源的破坏。如美国加利福尼亚沿海盛产巨型大马哈鲆，因滥捕而濒于灭绝。世界原有鲸440万头，现只剩下几十万头。有报道说蓝鲸只剩下15头，许多重要的鲸也濒临灭绝，不得不宣布为禁捕对象。

对已开发的水域，要实现海洋农牧化。据世界人口增长和对海洋水产的需求，仅仅靠增强捕捞强度是不行的。不少人认为，海洋生物资源利用，目前已到一个重大转折时期，即从"捕捞"转到"养殖"的所谓"耕海时代"。利用现代工业技术，采用人工控制办法发展养殖业，以期达到稳产高产的目的。为了"牧鱼"，给鱼类提供良好的生活场所，人们研制了各种人造鱼礁。近两年，日本研制一种新鱼礁，在水泥块表面用人工方法、密植一种合成纤维，称为人造海藻鱼礁。这种鱼礁既经久耐用，又可促进自然海藻生长，有利于鱼、贝类栖息和繁殖，带来比别的鱼礁更大的经济效果。海洋农牧化另一方面是建立"放牧式"渔业，就是把鱼虾等生物，经人工孵化并培养到一定大小后再放到大海里去，让它们在饵料丰富的自然海域索饵长大，以提高渔产量。有的国家还试验训练海豚，把它练成"海上牧童"看管人工养殖鱼群。利用水域的另一侧面是开发深海水域，经捕捞证明，深海区和深海鱼类具有开发价值。

探索新的经济利用对象。在约16万多种无脊椎动物中，被利用的只有130多种。如海星是贝类养殖和造礁珊瑚的大敌，而本身没有利用价值。最近日本初步探索对海星利用的途径，海星经技术处理后可制成蛋白质含量很高的食品，味道可与味精媲美。探索的另一途径是耕种海滩，世界上约有三万多平方千米的海滩荒废，可以种植盐生植物。经培育筛选，有两种可望为人类新的粮食作物。

开发新资源。目前，待开发利用的有南极磷虾类、低纬度的鲣鱼类及多获性鱼类的竹荚鱼、青花鱼等。南极资源有人估计，磷虾蕴藏量有10—50亿吨，也有人说有60亿吨，是一个很有希望的新资源。有人预言，到二十世纪末叶，人类食物的最大增加量将来自浮游生物。

海洋植物经济利用历史比较悠久，在约4500种附着藻类中，只有50种左右被广泛利用。

海洋生物的药用研究，我国有悠久历史和丰富经验。目前世界许多国家也重视这方面工作，并产生了新科学海洋药理学，努力研究具有特殊生理、化学和物理特性的生物。据统计在海洋中可用于提取药物和维生素的海洋生物，目前还不到已知生物的1%。

二、海洋环境污染问题

海洋各种生物之间、以及生物与环境之间是互相制约、互相依赖、互为条件，形成一个海洋生态系统。在一定条件下它保持着动态平衡。由于近代科学技术的不断发展，资本主义的经营方式，地球上一切废物通过不同渠道最终都进入海洋。这些物质超过了海洋自净能力，导致海洋环境污染，破坏生物资源，威胁人类健康和生存。

海洋生物资源污染源主要来自工农业生产、生活及海洋资源开发本身。概括起来有：重金属污染、石油污染、污水污染、农药污染、放射性污染和热污染等。

据统计，每年全世界有1万多吨汞、25万吨铜、1千多万吨石油以及大量的洗涤剂、农药、放射性物质、还有每天成千上万吨城市废水、大粪等进入海洋。

这些污染物质可分为两类：一是可裂解物质，主要是大粪。经分解后，营养盐适量能促进海洋生物的生产量。"营养过度"赤潮生物急剧繁殖，即发生"赤潮"。有的促进细

菌、病毒大量繁殖。据联合国一份报告，纽约港污染后，从1948—1968年，二十年时间，海水细菌增加十倍。土耳其的伊斯坦布尔，据查每升污水含有五十万到五亿个杆菌，该市居民面临斑疹、肝炎和伤寒等严重威胁。二是不可裂解物质。主要是重金属、农药、石油、放射性物质等。由于在海洋生物体内时间长，对海洋生物产生了长期的影响。

海洋生物往往有富集污染物质的能力，当生物本身富集量超过一定的限度，能引起死亡。富集含量未达到致死浓度时也会通过食物链的联系进行传递和富集，在食物链中每传递一步，浓度就会提高一步，甚至可以达到产生毒效的程度。如浮游生物对DDT富集，经传递后，在大鱼体内富集DDT浓度比海水中浓度高达57.2万倍。生物富集传递后在较高营养阶层的生物体内积蓄，后果是严重的。从生物量金字塔式推算，吃10公斤大型鱼类含有的污染物质，也就等于摄人10吨浮游植物所含的污染物质。

当有毒物质集中到人类食用的生物中，就引起对人类危害，如人经常吃含有汞和镉的海产品，容易患水俣病和骨痛病。

有毒物质集中到鱼、贝类、鸟类等许多有益生物摄食的生物中，就会引起大规模灭绝。如1969年秋，爱尔兰海的一次多氯联苯污染，就毒死10万只以上的海鸟。

生物富集中毒引起数量的变化，在食物链中任何一个营养级上的种类数量减少或消失，都会引起整个生态系统中的不平衡，如石油污染降低表层海水中日光辐射，光合作用的浮游生物减少，影响食物链更高环节生物数量的减少，导致整个海洋生物群落的衰退。

由于海洋生物有富集污染物质的能力，它们在海洋中充当搬运污染物质的劳力，如南极根本不使用DDT，但在企鹅体内也含有DDT。

人们利用生物富集现象，为环境保护做些工作，有些剧毒污染物质在海水中浓度极低，也会引起严重后果。目前测定技术又办不到，人们借助生物富集现象测定。另一作用是利用它监测海洋污染。有人推荐把软体动物(如贻贝)作为世界的某些污染物质污染状况的指标生物。

总之，海洋污染改变了海洋生物的栖息环境，生物的生态系统遭到破坏。过去几十万年甚至几百万年才能发生的生态变化，现在由于污染可能在几十年之内就可以完成，对人类产生了不利影响。也就是"海洋死亡，人类便不能生存"。

三、海洋中的技术工程问题

(一) 海洋生物的附着和防附着问题

附着生物的生物学和防附着的研究，发展很快，目前除对附着生物群落生态进行大量工作外，附着生物个体生物学、生活史、微生物粘膜和附着机制等也进行了研究。有效的防附方法，至今未得到令人满意的结果。

(二)对海洋中一些生物物理现象的研究

研究海洋生物在海洋中形成的"扩散层"，对声音传播的影响以及生物发光、发声和生物电等物理现象，对人们从事海上活动和巩固国防都有重要的意义。

(三) 海洋动物通讯、定位和导航，以及生物对海洋环境适应的研究

海洋动物有结群、洄游和在海洋中寻找食物的能力，并且在许多方面表现得比人类

最新技术水平还要高超。如许多鱼类、海龟和海洋哺乳动物，能在一定季节循一定的路线作长距离的洄游，有一些种类在出生若干年后才达到性成熟，在生殖季节中找到原出生地点进行繁殖。海豚能利用复杂的声呐系统在复杂环境中寻找和准确辨认食物及其他物体。人们从这些特殊机能的结构系统得到启发，产生了仿生学，并取得了不少成就。如模仿海豚的体形、皮肤结构等特点，设计潜艇、鱼雷和小型船只的水下部分，达到减少阻力20—50％之多。水母的感觉器官能把风暴引起的次声波(即每秒8—13周的声波)转变为电脉冲而引起感觉。因此对风暴非常敏感，人们就模仿制成了"水母耳"——风暴警报仪，能把10级风暴，在发生前10—15小时发出预报。这样的例子很多，不一一举出。

海洋生物在海洋中生活的特殊适应能力，是它们在长期演化的过程中获得的，如海洋动物获得淡水、生物发光(冷光)、生物富集某些物质、潜水适应、各种适合于海洋环境的感觉器和分析器等结构和机制，都正在大力进行探索研究中。最近人们在训练海豚时发现海豚之间有用声信号来彼此交换信息活动。人们预测，将来有可能实现人和海豚之间对话，那时人类将驾驭海洋，为人类谋求更大的利益。

（四）海洋生态学发展的新方向

近十年来，随着科学技术的发展，生态学的研究已进入了一个新的阶段——系统生态学的发展。

系统生态学是把自然生态系统作为一个复杂系统来进行研究，它吸收了新兴的系统工程学所发展起来的系统理论、方法和技术，结合生态系的特点加以改进。用于探索生态系统的组成结构、功能发挥、发展规律和系统特性(如稳定性和恢复能力)。系统分析工作主要包括组成成分的划分、组成成分间相互关系的确定、进行数学模拟建立模型、检验模型并对系统特性进行分析。系统分析工作采用黑箱概念、等级理论、控制理论、最优化理论、灵敏度检验、有效性检验和稳定性分析等作为手段，并将自然调查、有控实验和理论分析有机地结合起来。

系统生态学是当前生态学发展的一个重要方向，它对各个方面的生态学研究工作都具有重要的指导意义。在解决人类当前所面临的一些重大问题方面——自然资源的开发利用、污染防治和环境保护、大规模改造和重建自然的规划等，系统生态学的研究有重要意义，只有它能提供必不可少的基础知识。

（五）海洋事业的遗传工程

七十年代兴起的遗传工程，已成赶超世界科学先进水平的八大带头学科之一。目前世界各国都把遗传工程作为一项重大课题加以研究。

遗传工程在海洋事业中发展前景是很广阔的，在许多方面都得到应用，如高速净化海水。海洋石油污染严重，但无有效的消除措施，现在有人利用遗传工程技术研究环境保护，消除海洋石油污染取得很大进展。自然菌种消化浮油一般需一年以上，用遗传工程技术创造出的新菌种只用几小时就够了。有人利用遗传工程的新技术，培养能摄食贵重金属的新菌种，用于海洋某些金属的开采和回收，以实现所谓"生物采矿"。有人设想，通过遗传工程的方法获得一种能浓缩钠盐的微生物，为海水淡化开创一条新路子，可简化其程序，降低成本。有人想通过遗传工程把耐盐植物的DNA分子引进现有农作物中去，使盐水农业成为现实，也为消除农业盐碱化危害提供可能性。有人通过遗传工程选

育和培养出适合养殖和放养的鱼类品种，以提高鱼获量。

四、对未来的展望

据联合国人口组织统计，到 2000 年，地球上将约有 70 亿人口，按现有生活水平，全世界粮食储藏量必须增加 3 — 6 倍。陆地资源储藏量有限，有面临枯竭危机。因此世界各国特别是沿海各国今后将更重视海洋，依靠海洋，投入更多的人力和物力开发海洋。

由于越来越多国家宣布200海里(370.4千米)专属经济区，限制一些国家捕鱼作业范围。因此各国将更加注重对本国专属经济区的开发、管理和改造，加强海洋资源的综合利用、合理布局和设施，大力开展海洋生物人工养殖和放养，实现海洋农牧化。建立各种养殖场，增加鱼贝和藻类产品，对海洋动物驯化也将逐步发展。

海洋资源的开发技术水平会有更大的提高，预计为期不久，在水深 300 米以内人们可以自由来往。将有无人或载人的资源勘探和作业艇活跃在数千米的深海探测和开发海洋资源。将用超声波翻耕水下养殖场，遥控水下自动机械收刈海藻。人们还将研制出“人工鳃”，直接利用海水中的氧气，人们利用这种装置，可以随意潜入海洋，使“两栖人”的科学幻想变为现实。

海洋资源开发将是综合性的。生物养殖与能源开发相结合。如养殖巨藻既可获得食物，又可以养鱼，同时还可以建立相应的设备生产甲烷作能量，还可以和提取化学元素相结合。有许多海洋生物对一些化学元素的富集能力特别强，如海藻吸附碘、溴、铅，章鱼富集铜，水母富集锌、锡和铅，放射虫富集锶，海鞘富集钒，某些浮游植物可浓缩铀等。人们称这些生物为“有生命的矿石”。人们将培养富集能力更强的生物，并创造适宜的条件加速其富集和生长，成熟后就沿着特别的管道送到自动化化学联合企业进行综合利用。

围绕海洋资源开发，国际上将进一步出现又有斗争又有合作的复杂形势。锰结核开发就是如此。南极有世界上最丰富的海洋生物资源和矿物资源。开发南极资源不仅在技术上错综复杂，而且斗争也很尖锐。不过今后在海洋资源的调查研究、开发、保护、防止海洋污染等方面也将会进一步加强国际合作，进行技术交流，采取多国一致的联合行动。

海洋资源的保护将受到更大重视。1972年在斯德哥尔摩召开的联合国人类环境会议上，通过了保护环境的许多行动计划，并提出停止商业性捕鲸十年等等，不少国家已逐步采取一些措施，收到了好的效果。

防止海洋污染问题今后将会形成国际法，对某些捕捞过度的生物资源将会更严格地加以保护，各国将大力开展人与生物圈的研究，对人与生物之间的关系，工农业生产与海洋资源间的关系，海洋资源的开发利用与保护之间的关系等等，将会有更多的注意。

复习思考题

1. 海洋生物主要有哪些种类？

2. 试述海洋生物与光照的关系？

3. 试述海洋生物与温度的关系。

4. 试述海洋生物与盐度的关系。

5. 浮游生物、游泳动物和底栖生物各有哪些特点？

6. 海洋生物有哪些周期性变化？

7. 影响海洋生物地理分布的主要因素有哪些？

8. 什么是海洋生物的种群、群落和食物网？

9. 怎样才能有效开发和利用海洋生物资源？

10、海洋污染的危害性有什么？

第十一章 海洋沉积

第一节 海洋沉积的来源和搬运

一、海洋沉积的来源

在海底有一层沉积物，平均密度约2.3克/厘米^3，平均厚度约1000米(图11-1)。在沉积物之下便是密度为2.8克/厘米^{3}的岩层。

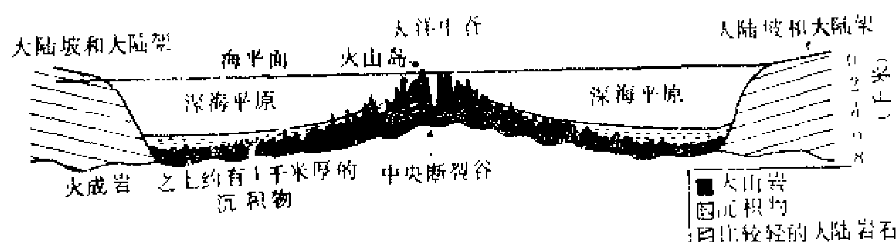


图11-1 大洋中脊（海岭）的横断面图和海洋沉积示意图

海底沉积物的来源有下列几方面：

(一) 大气来源

来自大气层的沉积有两种：流星尘(陨石尘)和火山尘。

流星尘是大量流星和各种大小的陨石从太空降落到海洋中，主要成分是铁和镍，即所谓铁陨石，也有硅酸盐陨石。

火山尘是由于火山喷发，特别是海底火山喷发的产物，进入到海洋沉积中。火山喷出物的种类很多，大的象浮石、稍小的有溶岩碎片，最小的是细小微粒。火山在海底喷发时，岩浆可以很快形成沉积物，并将各种元素带入海水，这对海洋沉积物的形成和组成也产生巨大的影响。

(二) 陆地来源

陆地上的泥沙常被河流带入海洋。例如我国黄河每年平均输沙量为10.81亿吨，长江为4.86亿吨。此外，陆地上的尘土可以由风的作用而吹入海洋。

(三) 生物来源

海洋中生物死亡后，其躯干骨骼沉埋于海底而构成海洋沉积物。在浅海区，有珊瑚、海藻、海螺、牡蛎等尸体。在深海区，主要是浮游生物的尸体，如抱球虫、翼足虫、放射虫和硅藻微体生物等残骸。

(四) 化学作用

化学作用分为沉淀和凝聚两个方面。海水中含有许多复杂的盐类如钙盐、镁盐等，在适当条件下可起沉淀作用。例如，当海水中CO_2减少时，就有$CaCO_3$沉淀发生。这是因为碳酸钙在海水中有一部分出现为$Ca(HCO_3)_2$，$CaCO_3$和$Ca(HCO_3)_2$呈平衡状态：



$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

当海水中游离的CO_2减少时，则破坏了上面的平衡状态：



$$Ca(HCO_3)_2 \longrightarrow CaCO_3\downarrow + H_2O + CO_2\uparrow$$

这时就有$CaCO_3$沉淀发生。

河水的溶解物质，极大部分是胶体物质以及难溶解的微粒和有机质。当它们流入海中时，由于海水中的电解质与胶体起电荷中和作用，使胶体凝聚而沉淀，这在河口区尤为明显。

（五）侵蚀作用

海水对岩石圈经常起侵蚀作用，被侵蚀的物质是海洋沉积物来源之一。侵蚀的方式有物理、化学、生物等各方面的作用，其中物理作用最为显著。海岸与浅海海底因受波浪、海流和潮流的影响而被冲刷侵蚀，这种被侵蚀的物质被波浪、海流带走，成为海底沉积。

二、海洋沉积物的搬运

重力、海流、潮流和波浪是海洋沉积的主要搬运因素，另外，生物、冰山等对沉积物的搬运也有一定的作用。

（一）重力

在重力作用下，碎屑物质都沿着坡面向下移动，一直落到几乎没有坡降的平面为止。重力作用有两种主要方式，一种是自动沿斜坡向下流动的浊流，另一种是未固结的疏松物质自动沿斜坡向下滑动的海底山崩。

（二）海流

海流搬运沉积物的方式有三种，一种是悬浮的物质随着海流移动，其它两种是沿海底跳动和滚动。海水的环流形式和流速大小与沉积物的形成过程关系很大。一般流速大的地方就沉积着粗粒物质，细微颗粒在海流的作用下难以停留，而被带到流速小的地区沉淀下来。通常在环流中心或海水停滞区的沉积物颗粒要比海流作用区的小些；在凹地中部的沉积物颗粒也要比高地上的小。海流对沉积物的这种分选作用，有很大的地质意义，它使沉积物机械成分（指颗粒大小）的分布与海水的动力情况相适应，有可能利用沉积资料来探讨该海区的水动力状况。同样，海水的动力资料，也可用来阐明沉积物机械成分的分布。

（三）潮流

潮流对沉积物也能起分选作用，但潮流是周期性的海水运动，它本身并不能将沉积物进行远距离搬运。而海流这种搬运因子，一般地仅能对较小的颗粒起作用，无力使颗粒物质脱离海底。于是潮流和海流的活动就互相补足。在近岸和海底坡面上，潮混合较强、容易扬起沉积物颗粒，由于粘滞性的作用，颗粒便成为悬浮状态而被海流带走，并且，其中微细颗粒常能带到很远的地方。因此，海峡由于流急，沉积物多为岩石或砂砾。

（四）波浪

在浅海区，由于波浪的作用，使各种沉积物向岸移动或向海移动。除了这种垂直于海岸的横向移位外，波浪还能使沉积物沿着海岸做纵向移位，造成颗粒物质呈“之”字形沿海岸移动。

波浪与沉积物的分布也有很大关系。通常波长为100—150米的风浪，能影响150—

200米深度的沉积作用。例如，在100米深的海底还能发现波痕。波浪愈长，产生的作用愈大，波浪使沉积物沿岸移位有时可达2000—3000千米。

（五）冰山

冰山能够携带各种岩块、砾石和碎屑物质，飘移很远的距离。在高纬度海洋的沉积物中，冰山的搬运作用很大。

第二节　海洋沉积物的类型

一、海洋沉积类型

海洋沉积根据所产出的场所可分为陆源沉积和深海沉积两大类。这两类之间无论在物质来源或物质成分方面都有显著的不同。

（一）陆源沉积

从大陆带来的大量陆源碎屑，在陆源沉积的物质组成中占有主要地位，而且其成分主要受邻近大陆的岩石类型、气候、携带入海的应力（风、冰川或河流）的影响。由于带入海中的陆源物质数量十分巨大，因此，其沉积速率也远大于深海沉积。陆源沉积可分为：

1．岸滨及陆架沉积　分布于高潮线和低潮线之间的沉积物称为岸滨沉积物；分布于大陆架上的沉积物属于陆架沉积。岸滨和大陆架都是与大陆相接的浅海地带，波浪、潮流、海流均直接对沉积物的成分、分布有巨大影响。其次，这一地带的基底受邻近大陆的地质构造控制，可形成沉积盆地，所以沉积物的特点是沉积物类型多，厚度大，分布规律复杂，有机质含量高，物质成分绝大部分是陆源碎屑，粒度成分变化很大，各种大小的碎屑都有，但以砂及泥为主。

2．陆坡及大陆隆沉积　这类沉积是在较深水的条件下形成的，绝大多数地区为陆源碎屑组成，但局部地区也有以生物或火山物质为主。大陆坡地形较陡，沉积较薄。大陆隆较平坦，沉积物厚度大，这类沉积物中，海洋生物介壳、海绿石、磷钙石等占有一定比重，但主要是各种类型的砂、粉砂、泥等。

（二）深海沉积

深海沉积都是在数千米水深的条件下形成的。沉积作用进行缓慢，因而沉积的厚度也较小，一般不超过1千米，有时仅数百米厚。正因为沉积作用进行缓慢，沉积在洋底表面的物质，可以数百年地保存在沉积层与海水的界面上，能充分地进行溶解、再沉淀、化学作用等各种复杂的变化，也产生一些与洋底理化状况相适应的自生矿物。深海沉积中包括如下几种沉积类型：

1．红粘土　主要是由一些砖红色的粘土物质组成，它的化学成分很复杂，一般不含碳酸钙而含少量铁（5—10％）、锰（0.2—5％）、铜（0.2％）及微量的钴、镍、铅、钼等。当其中放射虫增加到一定程度（非晶质$SiO_2>10\%$）时，即称为放射虫软泥。

2．钙质软泥　含碳酸钙大于30％的一种深海沉积物。碳酸钙是各种浮游动物的介壳所组成。钙质软泥又可按所含生物的种属而分为抱球虫软泥和翼足虫软泥。

（1）抱球虫软泥：主要含抱球虫介壳，颜色较淡，因为含有30—99％碳酸钙，故呈

淡灰—白色。除生物成分外，还含有一定数量的陆源物质和火山碎屑。其粒度成分由粗砂至细粉砂等。

(2) 翼足虫软泥：主要为翼足虫的介壳组成，也含有抱球虫及其他生物遗骸。粒度成分变化很大，由不同大小的砾石至粉砂、泥等。翼足虫软泥的分布范围较抱球虫软泥狭小。

钙质软泥在大洋中分布仅次于红粘土，约占大洋面积的三分之一。

3. 硅质软泥　这是含非晶质SiO_2超过10%的一种深海沉积物。包括硅藻软泥和放射虫软泥。

(1) 硅藻软泥：硅藻软泥中硅藻的含量高达90%。也含有3—25%的陆源碎屑。一般浅黄至灰色，较纯者色白或奶黄。粒度成分较细，有细粉砂、泥等。主要出现在高纬海区。

(2) 放射虫软泥：是由大量放射虫骨针组成，与红粘土相似，但比较轻，颜色较淡。与硅藻软泥相反，大多分布在低纬度热带海区。

4. 火山沉积　主要是由火山岩屑、岩渣、浮岩、火山砾和火山灰组成，多分布在海底或岛屿的火山活动区周围。

二、海洋沉积物的分类

海洋沉积物的种类很多，分类方法也不统一，欧美、苏联及我国的分类法也有多种。英美常采用温德华粒级来表示粒径，即以2的负指数Φ值作为分级标准，如中砂的粒径范围为1/2—1/4毫米。即为$\frac{1}{2}$—$\frac{1}{2^2}$Φ值为+1—+2，

表11-1　温德华粒级分类表

粒级(毫米)	Φ值	名　称	粒级(毫米)	Φ值	名　称
>256	<—8	巨砾	1/2—1/4	+1—+2	中砂
256—64	—8——6	中砾	1/4—1/8	+2—+3	细砂
64—4	—6——2	砾	1/8—1/16	+3—+4	极细砂
4—2	—2——1	砂砾	1/16—1/253	+4—+8	粉砂
2—1	—1—0	极粗砂			
1—1/2	0—+1	粗砂	<1/256	>+8	粘土

1973年，范·安德尔等提出"深海钻探"所用的深海沉积物分类法(表11-2)。

苏联则有克莲诺娃的分类法和别兹鲁可夫以中位数直径为基础的分类法。

我国过去主要采用克莲诺娃的分类法，但也有人使用别兹鲁可夫等综合分类法。1975年，我国各有关海洋调查单位制定了海洋地质调查规范，采用以"Φ"值为标准的分类法，此法所采用的粒级标准，为等比制粒级中的Φ标准，粒径级限为一几何数列，其中每一相邻粒级的大小，均为其前者之半，即比值为2，见表11-3。

由于粒级标准为等比制数列，经对数转换后，可将等比数列变为等差数列，从而有利于图解表示、统计分析和作地质解释。Φ值的采用，即为了实现这种转换。转换的基

本公式为：

$$d = 2^{\Phi} \quad (11\text{-}1)$$

式中d为直径(毫米)。如果用对数表示，并取2为底，上式变为 $\Phi = -\log_2 d$

(11-2)

根据此公式，任何一个粒径值，均有一个相应的Φ值，粒级界限在Φ标准中均为整数，从而使该粒级变成简单的算术级数，例如：-2、-1、0、1、2、3、4、5……等。

公式中负号的选择，是为了工作的方便。因为在大多数沉积物中，小于1毫米的颗粒占优势。式中加上负号，可将大多数常见的粒径值变为正数，从而使毫米粒径转换成简明的Φ单位[1)]。

表11-2 “深海钻探”所用的深海沉积物分类

远洋沉积物	自生组份常见	常见沉积物类型		自生组份少见	陆源和火山碎屑沉积物
远洋粘土 硅质生物残骸<30%					
远洋硅质沉积物 碳酸钙<30%	粉砂和粘土 <30%	粉砂和粘土 >30%	过渡硅质沉积物 碳酸钙<30%	硅藻>10% | 硅藻<10%	
远洋钙质沉积物 碳酸钙>30%	粉砂和粘土 <30%	粉砂和粘土 >30%	过渡钙质沉积物 碳酸钙>30%	碳酸钙<10%	

表11-3 等比例(Φ标准)粒级分类表

粒组类型	粒级名称 简分法	粒级名称 细分法	粒径范围 毫米	粒径范围 微米	$\Phi=-\log_2 d$ d	Φ	代号
(岩块R)	岩块(漂砾)	岩块	>256		256	-8	R
砾石(G)	粗砾	粗砾	256—128		128	-7	CG
			128—64		64	-6	
	中砾	中砾	64—32		32	-5	MG
			32—16		16	-4	
			16—8		8	-3	
	细砾	细砾	8—4		4	-2	FG
			4—2		2	-1	

1) Φ值与毫米的相互转换，可查阅《海洋地质调查》附表3、5。

砂(S)	粗砾	极粗砂	2—1	2000—1000	1	0	VCS
		粗砂	1—0.5	1000—500	1/2	1	CS
	中砾	中砂	0.5—0.25	500—250	1/4	2	MS
	细砾	细砂	0.25—0.125	250—125	1/8	3	FS
		极细砂	0.125—0.063	125—63	1/16	4	VFS
粉砂(T)	粗粉砂	粗粉砂	0.063—0.032	63—32	1/32	5	CT
		中粉砂	0.032—0.016	32—16	1/64	6	MT
	细粉砂	细粉砂	0.016—0.008	16—8	1/128	7	FT
		极细粉砂	0.008—0.004	8—4	1/256	8	VFT
粘土(泥)(Y)	粘土	粗粘土	0.004—0.002	4—2	1/512	9	CY
			0.002—0.001	2—1	1/1024	10	
		细粘土	<0.001	<1	1/2048	>11	FY

注：1) 0.125毫米以下各粒级的小数式，均按四舍五入的规则进行了简化，代号均采用英语有关词汇的字头或字尾。

2) 关于小于0.004毫米颗粒的名称，在海区的松散沉积和具有一定含水量者，可命名为泥；在陆区或钻孔岩心中的样品含水量很少者，则可命名为粘土。

第三节 海底矿产资源

海底蕴藏着丰富的资源，从海岸到大洋，从海面到海底均有分布(图11-2)。除海水中的盐、镁、金、铀、溴等海水化学资源外，海滩中的砂矿、浅海底的石油、磷钙石和海绿石、深海的锰结核和重金属软泥及基岩中的矿脉等统称为海底矿产。其中深海锰结核和重金属软泥属现代深海成矿的矿产物，其他的与陆上矿产没有明显的界限，只是蕴藏在一层几十至几千米厚的海水之下。现在进行大规模开采的仅石油、天然气和砂矿，其它的都是在试采和调查中，开发程度都不及陆上，这是由于海上工作条件和海底作业困难所致。因此，虽然海底矿产具有巨大的经济意义，但需要有先进的技术和大量的投资才能进行勘探和开采。随着陆上矿产供应日趋不足，海上作业技术的发展，海底矿产资源的开发技术日益发展，人类将从海底获得更多的矿物原料。

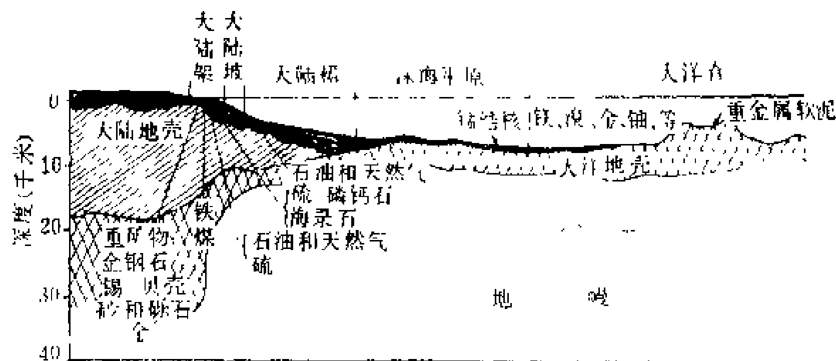


图11-2 海底矿产资源分布综合剖面图

一、海底石油和天然气

海底石油是由于浮游生物遗体和其它有机质在缺氧的沉积环境中，在一定温度压力下，由于石油菌、硫磺菌等分解作用所形成的。

海底石油和天然气是最重要的海洋矿产资源，近年来已由浅海开始向陆坡、陆基和小型洋盆等深水海域钻探，并已经发现含油沉积物。目前，海上石油的产量约占世界总产量的 18% 左右。已探明海洋石油储量估计 2500 亿吨，天然气 11—17 万亿立方米。海洋石油储量一半在中东和近东，其至几乎遍及各洲浅海。到目前为止，全世界已发现有近千个海上油气田(其中三分之二为油田)。最近几年发现的大油田中 20% 在海上。已探明大型海洋油气田(石油储量六千万吨以上，天然气六千亿立方米以上)有七十余个，其中特大型油田(储量一亿吨以上)十个，天然气田(一万亿立方米以上)四个。现有许多国家进行了海上石油勘查工作，三十余国已从事开采，年产量超过一千万吨的有十一个国家，其中以沙特阿拉伯、委内瑞拉、美国为主。最远的生产井离岸五百余千米，钻井的最大水深超过千米，最大井深达到 7613 米(美国圣路斯安娜州岸外7 号井)。平台的最大水深约 300 米，今后还会向更远和更深处推进。

世界主要海洋油气田(图 11-3)大多数位于沿海陆上巨大油气田之外的海域中。中东波斯湾、委内瑞拉的马开拉波湖和帕里亚湾、墨西哥湾、北海、西非浅海区、加利福尼亚岸外、澳大利亚岸外、东南亚浅海区等都将成为重要的世界海洋油气区。

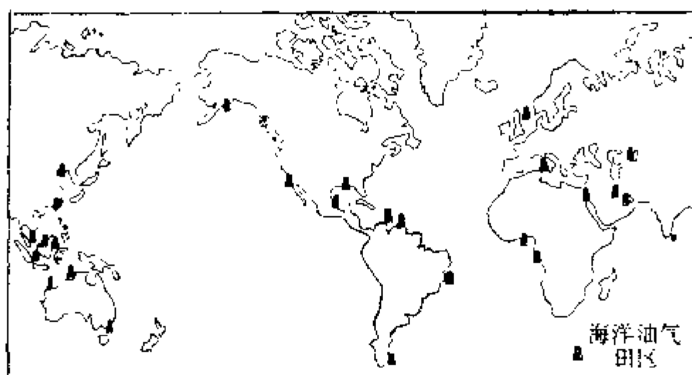


图11-3 世界海洋油气田分布

我国的渤海、黄海、东海、南海有丰富的油气储藏。在渤海和南海已打出了工业油流，黄海、东海正在进行勘探，是世界海洋油气最有远景的区域之一。我国的台湾周围海域、珠江口、北部湾、莺歌海、南沙群岛，都将成为最有远景油气区。

二、海底锰结核

锰结核又称锰团块、锰矿瘤、锰矿球等，指大洋底部的铁锰氧化物组成的黑色团块。英国"挑战者"号进行全球海洋考察中首先确定洋底广布锰结核。锰结核中除含多量的铁、锰外，还富含铜、镍、钴、铝等金属，含量一般大于 1%，成为仅次于海洋石油的重要的矿产资源，作为海洋自生矿床也有其重要的科学意义。近年来，许多国家对它进行了大规模的调查，已积累了大量的资料。美、日、苏、德等国已确定了几个远景区并进行了试采，对采矿设备和冶炼工艺的研究亦日益完善。在国际海域的试采工作已由美、日等国组成的"跨国"公司进行，它们将用连续的戽斗链或水力提升系统采集几百万吨锰结核，以提炼其中的铜、镍、钴等，估计在不太长的时期内，将会出现锰结核的大规模开采活动。

在大洋底部最常见的是呈结核状的锰结核；板状、皮壳状的仅见于海底高地上，其它形状的不多见。结核的大小不一，常见的直径为0.5—25厘米，平均约8厘米，偶有直径大于1米、重几十公斤的。在菲律宾以东海域打捞到重达850公斤的锰结核，还有更大的。锰结核通常呈黑褐色，随含锰量的增加颜色变深，可呈黑色，而含铁量高时，则呈棕红色或褐色。锰结核表面有的光滑，有的暗淡粗糙，有的二者兼有。切开锰结核，可以看到它的核心是由岩屑、生物碎屑组成，可有一个或几个核心构造的。结核除单颗外，还聚集成各种形状的集合体，如葡萄状等。

锰结核一般由多种矿物组成，主要为氧化铁和氧化锰的矿物，其次为粘土和碎屑矿物等。锰结核的化学组成据三大洋34个样品分析的结果如下，除难溶于盐酸的组份外，主要为锰、铁、硅、铝的氧化物和水，其次为钙、镁的碳酸盐和钙的磷酸盐和硫酸盐，其中MnO_2和Fe_2O_3含量占50%以上(表11-4)，结核中除锰铁外，还有铜、钴、镍等几十种元素(表11-5)。其中铜、镍、钴等达到可利用的品位。而铌、铈……十余种稀有和放射性元素比海水中浓度要高几十—几万倍。所以锰结核远景的潜力很大。

表11-4　大洋底锰结核主要化学组份

组　份	重量百分比 最　大	最　小	平　均
MnO_2	63.2	11.4	31.7
Fe_2O_3	42.0	6.5	24.3
SiO_2	29.1	6.0	19.2
Al_2O_3	14.2	0.6	3.3
$CaCO_3$	7.0	2.2	4.1
$CaSO_4$	1.3	0.3	0.8
$Ca_3(PO_4)_2$	1.4	[illegible]	0.3
$MgCO_3$	5.1	0.1	2.7
H_2O	24.8	8.7	13.0
难溶于HCl组份	38.9	16.1	26.8

锰结核在大洋中绝大多数存在于褐色粘土和放射虫软泥中，取自世界大洋157个样品中有92个来自褐色粘土。锰结核在各大洋的各类沉积物中产出稍有不同，太平洋中以褐色粘土、放射虫软泥和抱球虫软泥为主。大西洋中主要产于褐色粘土和翼足虫软泥中。虽然锰结核在洋底大面积分布，但很不均匀，如北太平洋仅几十米内，锰结核分布可从50%到零。目前已知锰结核最富的区域是北太平洋夏威夷群岛东南的硅质软泥和褐色粘土中(图11-4)。锰结核主要存在沉积物表层20厘米内，向下急剧减少，一米以下只剩下表层的三分之一。

锰结核的成因与锰等金属物质来源供应密切相关。它们可随河流输入海洋以溶质或微粒状形式存在于海水中，也可通过海底火山喷发、海底热泉涌出、宇宙物质降落等直接进入海水。通过这些途径，锰等金属物质补偿了锰结核形成过程中的消耗。锰结核的成因，可归纳为两种假说：化学沉淀说和生物化学说。比较两种成因假设，化学沉淀是

表11-5 大洋底锰结核中27种元素的含量

元素	干重量						元素	干重量					
	太平洋(54个样品)			大西洋(4个样品)				太平洋(54个样品)			大西洋(4个样品)		
	最大	最小	平均	最大	最小	平均		最大	最小	平均	最大	最小	平均
B	0.06	0.007	0.029	0.05	0.009	0.03	Ni	2.0	0.16	0.99	0.54	0.31	0.42
Na	4.7	1.5	2.6	3.5	1.4	2.3	Cu	1.6	0.028	0.53	0.41	0.05	0.20
Mg	2.4	1.0	1.7	2.4	1.4	1.7	Zn	0.08	0.04	0.047	—	—	—
Al	6.9	0.8	2.9	5.8	1.4	3.1	Ga	0.003	0.0002	0.001	—	—	—
Si	20.1	1.3	9.4	19.6	2.8	11.8	Sr	0.16	0.024	0.081	0.14	0.04	0.09
K	3.1	0.3	0.8	0.8	0.6	0.7	Y	0.045	0.016	0.033	0.024	0.008	0.01
Ca	4.4	0.8	1.9	3.4	1.5	2.7	Zr	0.12	0.009	0.063	0.064	0.044	0.054
Sc	0.003	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	Mo	0.15	0.01	0.052	0.056	0.013	0.035
Ti	1.7	0.11	0.67	1.3	0.3	0.8	Ag	0.0006	—	0.0003	—	—	—
V	0.11	0.021	0.054	0.11	0.02	0.07	Ba	0.64	0.08	0.18	0.36	0.10	0.17
Cr	0.007	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002	La	0.024	0.009	0.016	—	—	—
Mn	41.1	8.2	24.2	21.5	12.0	16.3	Yb	0.0066	0.0013	0.0031	0.007	0.002	0.004
Fe	26.6	2.4	14.0	25.9	9.1	17.5	Pb	0.30	0.02	0.09	0.14	0.18	0.10
Co	2.3	0.014	0.35	0.68	0.06	0.31	烧失量	39.0	15.5	21.8	30.0	17.5	23.8

形成锰结核的主要原因，而生物仅是在浓集和促进结核生长方面起了作用。关于它的成因，是个复杂问题，至今这个奥秘还未完全揭开，目前主要从以下三个环节上进行研究：

(1) 锰结核中的锰和其它少量元素的来源；

(2) 这些元素被搬运到沉积地点的方式；

(3) 锰结核的生长形成过程。

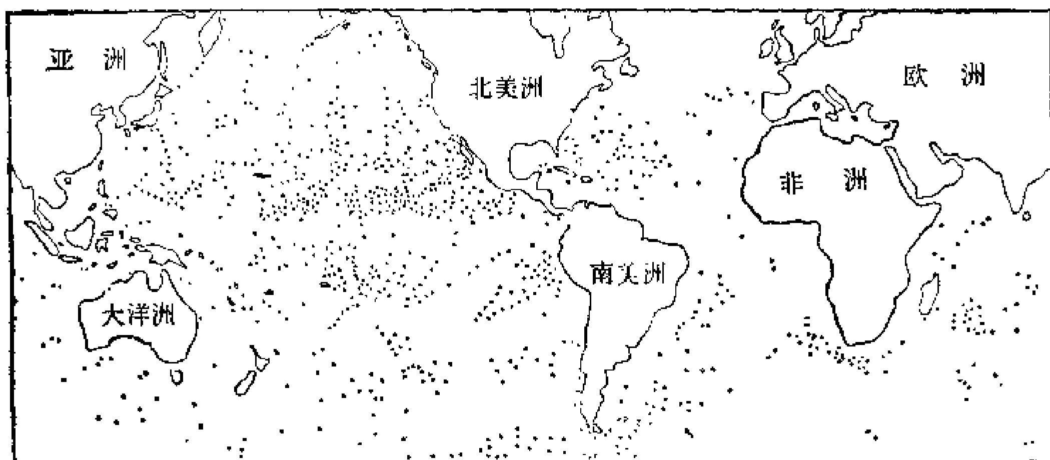


图11-4 洋底锰结核的分布

三、海滨砂矿

海滨砂矿是海滩上陆源碎屑产生机械沉积分选作用而使有用矿物富集而成。几乎所有的沙质海滩上均有成矿的可能，但巨大的砂矿区也不多见。海滨砂矿分布广，开采方便，选矿要求不高，储量亦达到可观的程度，不仅含重金属，而且还含金、铂、锆、钛、稀土等贵金属及金刚石，如世界96％的锆石和90％的金红石产自海滨砂矿，就是砂、砾也被便捷地用作建筑材料，故是重要的海滨洋矿产。世界大多数国家对自己的海滨进行了调查，发现了不少大型砂矿床，现有三十余国在进行开采，而且有不少国家已转向滨外勘探和开采。

四、海绿石

海绿石是一种含水分的钾、铁、铝、硅酸盐矿物。它可作为农田的一种肥料，能补充土壤中的钾、铁含量，促进离子交换和增加蓄水能力，起到了肥田和改良土壤的作用。通过对海绿石的形态、分布的研究，有助于了解地质历史时期的海洋环境。

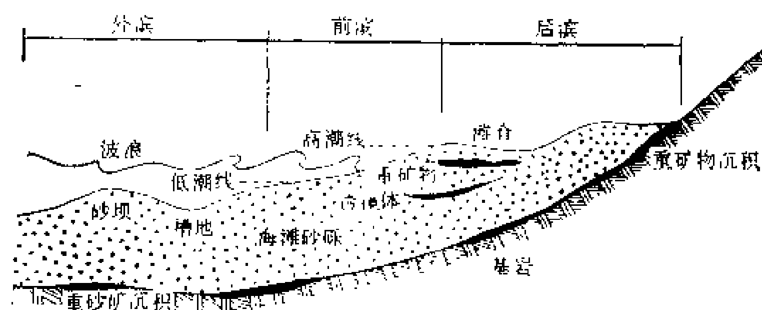


图 11-5 海滨砂矿富集地貌部位图

五、磷钙石

磷钙石的开采量也与年俱增，1974年年采掘量约8000万吨，1975年增至1亿吨左右。它大多形成于深层水团涌升的海区（上升流区域），近年来太平洋远洋区也发现磷钙石。看来，它主要形成于有深层水团环境的洋底，而且，这种洋底处的水文气象条件在漫长的地质年代中是变化不大的。一般预计，最近几年磷钙石的开采侧重在100米以深的海区，今后将逐步向深海区发展。

重金属软泥是深海底的一种富含铁、锰、铅、锌、银、金等多种金属的未固结泥质沉积物。一般认为，它是在缺氧、高热时，卤水渗透到海底沉积物中形成的。

第四节 世界大洋和中国近海沉积物分布特点

一、世界大洋沉积物分布特点

（一）分布的一般特性

图11-6指出了世界大洋沉积物分布的一般情况。根据这一幅图，可以看出大洋

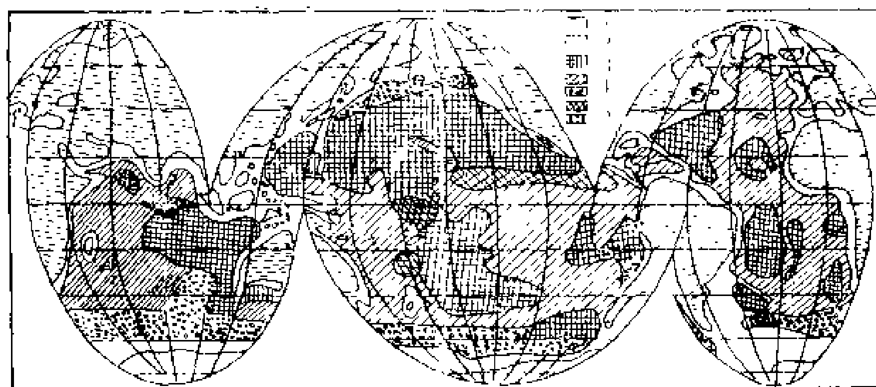


图 11-6 大洋沉积分布图

1.陆地 2.陆生沉积物 3.红粘土 4.钙质软泥 5.硅质软泥

沉积物分布有如下特性：

(1) 红粘土和抱球虫软泥是大洋中最主要的沉积物；

(2) 硅质软泥中的硅藻软泥主要分布在南极洲周围（南纬55°—65°）的西风海流带，它与南极浮冰融化区的分布一致。在横贯北太平洋的狭长海区内也有这类沉积；

(3) 放射虫软泥分布在低纬度的热带海区，太平洋赤道区域内尤为集中；

(4) 翼足虫软泥只有在高纬区域内分布较多，而且是沉积在海底高地上；

(5) 陆源沉积物在高纬区域内分布较广。在北冰洋、太平洋和北大西洋的那些附属海中，均以陆源沉积为主。低纬海区内的沉积物主要由底栖生物的钙质尸体组成，与高纬海区内沉积物以矿物碎屑为主的情况不同。

(二) 大洋性沉积物所占的海底面积

表11-6还指出世界大洋大洋性沉积物所占的海底面积。表中数值，取自图11-6。由表可知，大洋沉积物所占的面积为268.1×10⁶平方千米，也就是说，占海底总面积的74.3%。在各类大洋沉积物中，分布最广的为钙质软泥（占47.7%），特别是抱球虫软泥；其次则为红粘土（占38.1%）。硅质软泥只占（大洋性沉积物）分布面积的

表 11-6 世界大洋大洋性沉积物所占的面积（单位：百万千米²）

沉积物种类	大西洋		太平洋		印度洋		总计	
	面积	百分比	面积	百分比	面积	百分比	面积	百分比
钙质软泥：								
抱球虫软泥	40.1		51.9		34.4			
翼足虫软泥	1.5							
总计	41.6	67.5	51.9	36.2	34.4	54.3	127.9	14.2
硅质软泥：								
硅藻软泥	4.1		14.4		12.6			
放射虫软泥			6.6		0.3			
总计	4.1	6.7	21.0	14.7	12.9	20.4	38.0	14.2
	15.9	25.3	70.3	49.1	16.0	25.3	102.2	38.1
红粘土								
	61.6	100.0	143.2	100.0	63.3	100.0	268.1	100.0

14.2%。

几类主要的沉积物占三大洋大洋性沉积物面积的百分数，如表11-7所指。

由表可知：在印度洋和大西洋中，均以钙质软泥的分布最广；太平洋则由于深度较大，故以红粘土的分布为最广。这三类主要沉积物的分布，在三大洋中所占的百分数如表11-8所示。

表11-7 三大类主要沉积物占三大洋大洋性沉积物面积的百分数

沉积物种类	印度洋	太平洋	大西洋
钙质软泥	54.3	36.2	67.5
硅质软泥	20.4	14.7	6.7
红粘土	25.3	49.1	25.8
	100.0	100.0	100.0

表11-8 三类主要沉积物的分布在三大洋中所占的百分数

沉积物种类	钙质软泥	硅质软泥	红粘土
印度洋	26.9	33.9	15.7
太平洋	40.6	55.3	68.7
大西洋	32.5	10.8	15.6
	100.0	100.0	100.0

太平洋由于其面积特大，故三类沉积物分布面积的百分数，均以这一大洋为最广；而分布在这一大洋中的硅质软泥和红粘土，则均占50%以上。

（三）大洋沉积物分布的深度范围

由表11-9可知：这几类沉积物分布的深度，是互相交叉的；这一事实表明：大洋沉积物的分布，除了受深度的控制以外，同时，还受别的因素的控制。但一般均认为：深度是控制各类海洋沉积分布的主要原因之一。表中又指出：放射虫软泥和红粘土分布的深度，均大于4000米，而钙质软泥和硅藻软泥分布的深度则较小。

表11-9 大洋性沉积物的分布深度（米）

沉积物种类	样品数目	深度（米）		
		最低值	最高值	平均值
抱球虫软泥	772	777	6006	3612
翼足虫软泥	40	713	3519	2072
硅藻软泥	28	1097	5733	3900
放射虫软泥	9	4298	8184	5292
红粘土软泥	126	4060	8282	5407

二、中国近海沉积物分布特点

中国近海沉积物的分布特点，是以陆源物质为主。这些陆源碎屑是河流搬运，岛屿、海岸、海底剥蚀等综合作用的结果，其中主要靠河流输入。

渤海沉积物大部分是粒度较细的软泥和砂质泥。它的分布特点是近岸地区粒度较细，海区中央粒度较粗。在辽东湾、渤海湾和莱州湾海区分布着粒度较细的粉砂质粘土软泥和粘土质软泥。渤海中央分布着细粉砂、粗粉砂和细砂等粒度较粗的沉积物。渤海的西北部，从辽东湾到渤海湾的岸边，分布着一条砂质沉积带。辽东半岛南端的外围，分布着砂质沉积物。渤海海峡北面，沉积物较粗，除了有细砂、粗砂外，还分布有砾和破碎的贝壳等，南面的沉积物则以粉砂为主，这是因为海峡附近潮流较强。长兴岛周围海区的沉积物比较复杂，分布着各种粒度的砾石。

渤海沿岸沉积物的颜色一般是黄褐色，中央部分为青灰色或灰黑色。

渤海沉积物的性质，全部为陆源碎屑物质。其分布特点，除与海区轮廓和地形有关外，更重要的是与河流的影响密切相关。例如，渤海湾北部沉积物是滦河输入的陆源碎屑物质，南部则是黄河携带来的泥沙，它一部分堆积在河口附近，而大部分则堆积在湾的中部。因此，渤海湾中部的砂质粘土软泥和粘土质软泥的主要来源是黄河。

黄海北部沉积物呈不规则的斑状分布，而南部则呈带状。黄海东部近岸海区，分布着广阔的细砂和粗粉砂。西部以细粒的沉积物占优势，多淤泥和粘土质沉积物，沉积物颗粒从岸向外海由粗逐渐变细。黄海中部为粘土质软泥。黄海东西两侧的沉积物分布类型不同，东侧粒度较粗，西侧较细。其原因是：东侧朝鲜半岛地势较高，山地河流水急，流量大，携带着大量的粗粒泥沙入海。

黄海北部沉积物颜色较深，多青灰色和灰黑色。黄海南部西侧海区，细粒沉积多，呈灰黑色和褐棕色。而东侧海区，粗粒沉积多，呈黄褐色，灰黑色很少见。

黄海沉积物的性质与渤海相似，大都是陆源物质。大陆径流输入的泥沙和悬浮物质，成为黄海海底沉积物的主要来源。

东海沉积物的分布与渤海、黄海有根本区别。东海软泥沉积物很少，砂质沉积物占主要地位。如果以50米等深线为界，分成东西两部分，则西部为粉砂，粘土软泥及粉砂质粘土软泥，东部为砂质沉积物。琉球群岛附近的沉积物为砂、石砾，珊瑚和石枝藻等。

钱塘江和长江的交汇区主要为粉砂和粉砂质粘土软泥。舟山以南浙江沿海沉积物的分布，呈与海岸平行的窄长带状。近岸岛屿间为粉砂质粘土质软泥；向外约水深20—50米之间，沉积物为粘土质软泥；水深50—60米处，为粉砂和细砂；台湾海峡西岸近福建沿岸为粉砂及粉砂质粘土；东岸至台湾岛的西岸广大海域，沉积物细砂占优势，并偶有粗砂出现。另外，沿浙、闽的沿岸，分布着粘土质软泥，通过台湾海峡一直延伸到广东东部沿海到海南岛附近。东海外缘含有许多贝壳的砂质沉积物，也通过台湾海峡与南海北部的砂质带相连。因此，除浙江近海外的广阔海区为细砂覆盖外，东海沉积物的分布，实际上是黄海和南海的延续。

东海沉积物的颜色，细砂多为灰褐色和灰黑色，而软泥则为灰黄和浅灰色。这两种颜色的分界线也就是砂和软泥的分界线。

南海北部大陆架附近海区，沉积物的分布与东海相差不多。广东省沿海的沉积物为细

砂和粉质粘土软泥，呈东北—西南向的带状分布，并与海岸平行。汕头附近，分布着范围较窄的粉砂质粘土软泥，向外即为砂质沉积，而且是南海北部砂质分布最广的地带。珠江口外海，分布着范围较大的粉砂质粘土软泥。琼州海峡的沉积是中砂和粗砂，呈平行于海峡的带状分布。北部湾的沉积与渤海有些相同，也呈不规则的斑状分布，沿岸细中间粗。湾内沉积物以粉砂质软泥为主，湾的北部和西南部均为粉砂、湾中央是砂质沉积。海南岛西部有细砂、粉砂及砾石等沉积。

由此可见，南海北部大陆架区沉积物的分布特点是：大陆架内侧是分布着带状的细粒沉积，外侧则为砂质沉积。在砂质带处，是大陆坡上的粉砂质粘土软泥。细粒沉积的颜色一般为黄褐色，砂质沉积是绿灰色和灰白色。

南海南部大陆架的沉积，为砂和泥质砂，并有砾石、贝壳、珊瑚和石枝藻等。南海东部岛屿附近的沉积物比较复杂，有砂、砂质软泥、岩石、贝壳、珊瑚、石枝藻和抱球虫软泥等。南海大陆坡上的沉积，主要为软泥及粘土质软泥。南海中央盆地的沉积物多为抱球虫软泥，并含有火山灰。中国近海的沉积物分布概况可参见图11-7。

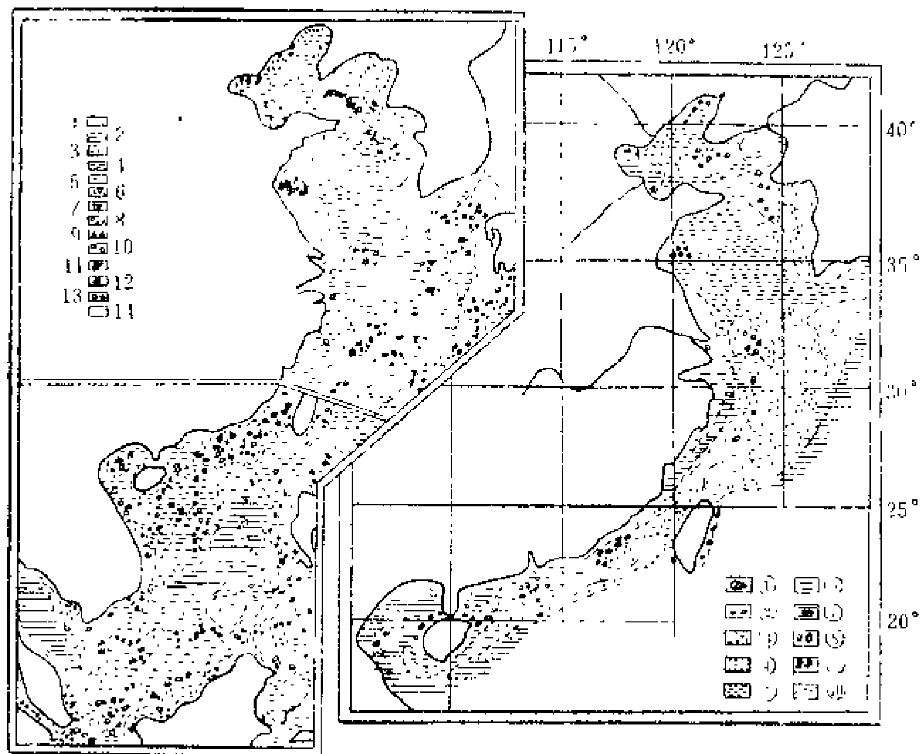


图 11-7　中国近海及邻近海区沉积分布图

1.砂　2.泥质砂　3.砂质软泥　4.软泥　5.粘土质软泥　6.粘土　7.贝壳　8.砾石块　9.岩石　10.根足类　11.[illegible]　12.珊瑚及石枝藻　13.残余小贝壳　14.沉积区域边界　①基岩石砾石　②砾石　③粗砂　④细砂　⑤粉砂　⑥粉砂质粘土软泥　⑦粘土软泥　⑧完整贝壳　⑨破碎贝壳　⑩沉积物类型界线

复 习 思 考 题

1．海洋沉积的来源有哪几个方面？2．试述海洋沉积的搬运过程。3．海洋沉积物分哪几种类型？4．试述海洋沉积的分类法。5．海底有哪些矿产资源？6．试述世界大洋和中国近海分布特点。

数 学 符 号 表

通用符号：微商

$\Delta[Q]$ 量$[Q]$的变化 $[Q]$

$\frac{d[Q]}{dZ}$ 量$[Q]$随深度的变率 $[Q]$米$^{-1}$

$\frac{d[Q]}{dt}$ 量$[Q]$随时间的变率 $[Q]$秒$^{-1}$

第 二 章

a 地球赤道半径 （千米）

b 地球极半径 （千米）

第 三 章

S 盐度 （克/千克）

Σ 总盐类 （克/千克）

Cl 氯度$\times 10^{-3}$ （克/千克）

R_t相对电导率 （欧姆$^{-1}$·米$^{-1}$）

t 温度 （°C）

P 压力 （帕）

$\rho_{s,t,p}$ 现场密度 （千克/米^3）

$\alpha_{s,t,p}$ 现场比容 （米^3/千克）

$\sigma_t(\sigma_{s,t,0})$ 条件密度(千克/米^3)

$V_t(V_{s,t,0})$ 条件比容(米^3/千克)

$\sigma_{s,t,p}$ 条件现场密度(千克/米^3)

$V_{s,t,p}$ 条件现场比容(米^3/千克)

ρ_w 纯水密度(千克/米^3)

$\rho_{17.5}$ 标准密度(千克/米^3)

e 海水热膨胀系数

K 海水平均压缩系数

ε 密度改正量(千克/米^3)

δ 比容改正量(比容偏差)(米^3/千克)

K_p 现场水温换算到标准水温17.5°C的密度改正量(千克/米^3)

q 海水热容量

L 蒸发热(卡/克)

Q 热能(卡/厘米^2·分)

r 分子热传导系数〔卡·(秒·度·厘米)$^{-1}$〕

A 涡动热传导系数〔卡·(秒·度·厘米)$^{-1}$〕

Z （几何)深度(米)

θ 位温(°C)

κ 海水真压缩系数

τ_s 摩擦切应力(牛顿/米^2)

η 分子粘滞系数

A_Z 垂直涡动粘滞系数

v 速度(米/秒)

D_M 分子扩散系数

P 海水渗透压(帕)

T 表面张力(牛顿·每米)

$\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ C_p定压比热 C_v定容比热

c 声速(米/秒)

θ_c 临界角(极限声线与水平线交角)(度)

h 太阳高度(度)

i 入射角(度)

r 折射角(度)

I 太阳光射达海面的光能(/厘米^2·分)

I_i 反射光能(卡/厘米^2·分)

I_r 折射光能(卡/厘米^2·分)

I_β 经过吸收透到Z米深处的光能(卡/厘米·分)

I_k 经过散射透到Z米深处的光能(卡/厘米^2·分)

I_r 经过衰减透到Z米深处的光能(卡/厘米^2·分)

β 吸收系数

k 散射系数

τ 衰减系数

P 光束的光能流(辐射功率)(瓦/米^2)

P_z Z米深处的辐射功率(瓦/米^2)

e 数学常数=2.718

T 透明度(米)

L 衰减长度(米)

第 四 章

S 盐度(克/千克)

Cl 氯度×10^{-3}(克/千克)

c_i i气体在海水中的溶解质(毫升/升)

P_i i气体的分压(帕)

$K_{s,t}$ 溶解气体在一定温度、盐度下的饱和系数

t 温度(℃)

O_2 溶解氧实际含量或氧气分子(毫升/升)

O'_2 现场溶解氧饱和含量(毫升/升)

O'_2% 溶解氧的饱和度

ΣCO_2 总二氧化碳

mol 摩尔浓度(摩尔/升)

A,Alk 碱度(毫克当量/升)

$K_{s.p}$ 溶度积常数

第 五 章

I 垂直射达海面的太阳光能〔卡/(厘米^2·分)〕

I_0 太阳常数=1.9卡/(厘米^2·分)

e 数学常数=2.718

K 大气减弱系数

M 大气质量

h 太阳高度(角度)

I_h 成h交角的射达海面的太阳光能〔卡/(厘米^2·分)〕

Q_s 有云时的太阳总辐射热能〔卡/(厘米^2·分)〕

Q_{s0} 无云时的太阳总辐射热能〔卡/(厘米^2·分)〕

C 云量

f 云对太阳总辐射能的减弱系数

Q_e 海面辐射热能〔卡/(厘米^2·分)〕

T_w 绝对水温

σ 玻尔兹曼常数

Q_a 大气回辐射热能〔卡/(厘米^2·分)〕

F 大气辐射特性系数

T_a 近水面空气层的绝对气温

Q_w 单位时间内通过某深度单位面积上的热能〔卡/(厘米^2·分)〕

Q_A 某一水层的热平流能〔卡/(厘米^2·分)〕

u 流速(米/秒)

L 蒸发热

Q_b 海面有效回辐射热能〔卡/(厘米^2·分)〕

Q_e 海洋的蒸发耗热能〔卡/(厘米^2·分)〕

η 蒸发系数

e 水汽压(帕)

h 蒸发量(毫米)

Q_h 海洋与大气接触交换热能〔卡/(厘米^2·分)〕

B 空气垂直涡动导热系数

Q_t 一段时间给定海区海水热能的改变量〔卡/(厘米^2·分)〕

t_w 水层的平均水温(℃)

ΣQ_t Q_t的积累量〔卡/(厘米^2·分)〕

θ 温度波的振幅(度)

ω 自转角速度 $\omega=\frac{2\pi}{T}$(弧度/秒)

φ 初位相

Q_r 辐射热平衡〔卡/(厘米^2·分)〕

Q_c 由海面放到大气中去的总热能〔卡/(厘米^2·分)〕

Q_t 改变海水温度的热能〔卡/(厘米^2·分)〕

第 六 章

P 压力(帕)

ρ 海水密度(千克/米^3)

Z (几何)深度(米)

g 重力加速度(=9.81米/秒^2)

$\vec{F}$ 任意体积海水所受的力〔牛(=千克·米/秒^2)〕

$\vec{f_1}$ 单位体积海水所受的力(牛顿/米^3)

$\vec{f_2}$ 单位质量海水所受的力(牛顿/千克)

m 海水质量(千克)

V 海水体积(米^3)

ρ 海水平均密度(千克/米^3)

h 两个等压面之间的铅直距离(米)

ω 地球自转角速度(=7.29×10^{-5}/秒)

f 惯性离心力

R 物体到地球转动轴的距离(米)

r 地球半径(千米)

ϕ 纬度(弧度·度)

f_x 惯性离心力的水平分量(沿x轴)

f_z 惯性离心力的垂直分量(沿z轴)

v 海水质点运动切线速度(米/秒)

θ 等压面与水平面的倾斜角(度)

f 柯氏参数[$=(2\omega\sin\varphi)$秒$^{-1}$]

γ 密度不连续面相对于水平面的倾斜角(度)

A_z 垂直涡动粘滞系数

T_x 风切应力在x轴的分量(牛顿/米^2)

T_y 风切应力在y轴的分量(牛顿/米^2)

V_1 风海流的表面流速(米/秒)

V_x 风海流的表面流速在x轴分量(米/秒)

V_y 风海流的表面流速在y轴分量(米/秒)

α 海水比容(米^3/千克)

θ 风海流的表面流向(度)

D 摩擦深度(米)

U 风速(米/秒)

h (海区)水深(米)

S_x 风海流水量运输在x轴的分量

S_y 风海流水量运输在y轴的分量

H 高压(帕)

L 低压(帕)

$\frac{\partial P}{\partial x}$ 压力随x方向上的距离的变率(即偏微分系数)，假定y和z为常数(帕/米)

第　七　章

H 波高(2a)(米)

a 振幅(米)

λ 波长(米)

δ 波陡

T 周期(秒)

c 波速(米/秒)

f 频率(波频)(秒$^{-1}$)

k 波数

σ 圆频率

β 波龄 $\beta=\frac{c}{U}$

U 风速(米/秒)

ζ 波面相对于静止水面高度(米)

t 时间(秒)

x 向东的距离(米)

y 向北的距离(米)

h 水深(米)

u 水质点水平速度(米/秒)

W 水质点垂直速度(米/秒)

e 数学常数(=2.718)

E 波浪能量(千瓦)

P 单位时间内流过单位宽度的能量(千瓦/米)

$\gamma=\rho g$ 单位体积的流体重量(千克/米^3)

g 重力加速度(≈9.81米/秒^2)

A 合成波的振幅(米)

t 风时(小时)

L 风距(千米)

t_{min} 最小风时(小时)

L_{min} 最小风距(千米)

θ 风区下沿中点至预报点的连线与风向的夹角度

b 波峰宽度(米)

ζ' 风暴潮的高度(米)

τ_s 海面风应力(牛顿/米^2)

L 海域水平尺度(千米)

η 计算风暴潮高度的经验常数

$P(A)$ 一定条件下随机事件A出现的机率

n 所有可能的结果数

m 出现有利(或不利)于A事件的可能结果数

$\overline{H}$ 平均波高(米)

$\overline{x}$ 算术平均数(均值)

$\hat{x}$ 众数(众值)

σ 均方差

C_V 变差系数

k_i 模比系数

C_S 偏差系数

H_S 均方根波高(米)

H_p 部分大波波高(米)

$H_{1/3}$ 有效波高(米)

H_F 各种保证率对应的波高(米)

F 保证率

H_{max} 最大波高(米)

$P'(A)$ 频率

T 重现期(年)

a 皮尔逊Ⅲ型曲线起点至众值的距离(米)

d 均值与众值之间的距离(米)

e 数学常数(=2.718)

Φ_p　离均系数

E_p　单位面积的平均势能

E_k　单位面积的平均动能

r　水质点运动轨迹半径(米)

r_1　海水表面水质点运动轨迹半径(米)

d_1　浅水水深(1)(米)

d_2　浅水水深(2)(米)

第　八　章

δ　赤纬(弧度·度)

t　天体时角(弧度·度)

h　天体高度(弧度·度)

θ　天顶距(弧度·度)

A　天体方位角(弧度·度)

α　赤经(弧度·度)

M　月球质量(千克)

E　地球质量(千克)

S　太阳质量(千克)

R　地月中心距离(千米)

R'　地心到太阳中心的平均距离(千米)

f　引力

k　万有引力系数

r　地球平均半径(千米)

m　质量(千克)

ω　地球自转角速度($=7.29\times10^{-5}$/秒)

F　引潮力

g　重力加速度(≐9.81米/秒²)

Φ　纬度(弧度·度)

H_1　高高潮(米)

H_2　低高潮(米)

T_1　高潮间隙(小时)

T_2　低潮间隙(小时)

h_1　低低潮(米)

h_2　高低潮(米)

t_1　涨潮时(小时)

t_2　退潮时(小时)

A_0　平均海面(米)

R_1, R_2　潮差(米)

Ω　月球引潮力势

h　平衡潮潮高(米)

h_M　太阴平衡潮潮高(米)

h_S　太阳平衡潮潮高(米)

K　滞角(调和常数)(弧度·度)

R　分潮振幅或半潮差(米)

H　分潮振幅或半潮差的多年平均值(调和常数)(米)

q　分潮的角速率(弧度/秒)

t　时间(秒)

f　节点因素(分潮振幅的一个改正因子)

$F=\frac{K_1+O_1}{M_2+S_2}$　潮形系数

θ　分潮实测资料相角(弧度·度)

t　憩流历时(分)

y　憩流流速(米/秒)

A　最强涨退潮流流速(米/秒)

W　实测流速(米/秒)

θ　实测流向(度)

v　东分流速(米/秒)

u　北分流速(米/秒)

T　时间序数

D　岸边、河口系数

第　九　章

ρ　密度(千克/米³)

Z　(几何)深度(米)

a　加速度(米/秒²)

g　重力加速度(≐9.81米/秒²)

E　垂直稳定度

σ　条件密度(千克/米³)

t　温度(°C)

θ　位温(°C)

S　盐度(克/千克)

T　温度(°C)

m　质量(千克)

第　十　一　章

Φ　等比制粒级中的Φ标准

d　底质颗粒直径(毫米)

参 考 文 献

〔1〕 曾呈奎、毛汉礼：海洋科学新动向，海洋科学，第一、二期 1977 年。

〔2〕 毛汉礼：(1)海洋科学近二十年来的进展，海洋科学，第一期1979年；(2)海洋水文物理学的研究，海洋科学，第一期 1980 年。

〔3〕 伍伯瑜：台湾海峡环流研究中的若干问题，台湾海峡，第一卷第一期1982年。

〔4〕 江美锷：海洋地球科学最近发展概况，东海海洋，第一期 1983 年。

〔5〕 赫崇本：黄海冷水团的形成及其性质初步探讨，海洋与湖沼，第二卷第一期 1959 年。

〔6〕 苏育嵩：划分变性水团边界的温盐点聚对照法与东海西部海区变性水团的分析，海洋学报，第二卷第一期 1980 年。

〔7〕 浅海风海流基础理论和计算方法，伍伯瑜编译，国家海洋局第三海洋研究所，1979 年。

〔8〕 黑潮流系，伍伯瑜，国家海洋局第三海洋研究所，1984 年。

〔9〕 海洋中物理能源的开发和利用，伍伯瑜，国家海洋局第三海洋研究所，1984 年。

〔10〕 中国沿岸海洋水文气象概况，孙湘平等，国家海洋局第一海洋研究所，1977年。

〔11〕 东海大陆架基本特征及其划分问题，中国科学院海洋研究所，1978 年。

〔12〕 东海大陆架论文集，中国科学院海洋研究所，1978 年。

〔13〕 海洋学，山东海洋学院编，1982年。

〔14〕 海洋学，浙江水产学院主编，农业出版社，1979年。

〔15〕 海洋学，上海水产学院编，农业出版社，1983年。

〔16〕 海洋学，山东海洋学院、山东水产学院合编，农业出版社，1962年。

〔17〕 海洋学，Dr.Peter，K.Weyl著，唐山译，1978年。

〔18〕 海洋学(1)(2)，日本鹿児岛大学水产学部，1983年。

〔19〕 海洋学——探索世界海洋，国家海洋局科技司，1982年。

〔20〕 海洋学，茹科夫斯基著，邹正明等译，人民交通出版社，1962年。

〔21〕 海洋科学，须田皖次著，古今书院，1948年。

〔22〕 海洋科学，毛汉礼著，科学出版社，1955年。

〔23〕 海洋学概论，陈容文编著，科技丛书出版社，1979年。

〔24〕 海洋学概论，陈宗镛、周天华编著，山东科学技术出版社，1979年。

〔25〕 海洋，斯费德鲁普著，毛汉礼等译，科学出版社，1959年。

〔26〕 海洋，R·雷维尔等著，科学出版社，1975年。

〔27〕 海洋学(上、下册)，厦门大学海洋系，1981年。

〔28〕 海洋——1001个问题，〔美〕H·杜巴特，R·梅伯著，北京出版社，1977年。

〔29〕 海洋史话，侍茂崇等编著，天津科学技术出版社，1980年。

〔30〕 海洋资源，钱清晨等编著，商务印书馆，1981年。

〔31〕 富饶的海洋，海青编著，天津人民出版社，1974年。

〔32〕 中国海，国家海洋局东北海洋工作站，1973年。

〔33〕 海洋漫话，周天华著，山东科学技术出版社，1978年。

〔34〕 海洋考察，卢博、梁元博著，科学出版社，1975年。

〔35〕 海洋物理，吴振华编著，山东人民出版社，1978年。

〔36〕 海水运动，陈宗镛、奚盘根编著，山东人民出版社，1978年。
〔37〕 海洋物理学，B.B.舒列金著，尤芳湖等译，科学出版社，1963年。
〔38〕 海洋水文气象，孙湘平等著，商务印书馆，1979年。
〔39〕 普通水文学，上海师范大学地理系等合编，人民教育出版社，1979年。
〔40〕 化学海洋学，〔英〕J.P.赖利、G.斯基罗主编，海洋出版社，1982年。
〔41〕 气象与海洋，农业出版社，1983年。
〔42〕 大气和海洋——人类的流体环境，〔英〕J.G.哈维著，科学出版社，1982年。
〔43〕 天气与海洋，邬正明编著，人民交通出版社，1981年。
〔44〕 地球与海洋，范时清著，科学出版社，1982年。
〔45〕 海洋水文预报，K.И.库德里亚矮娅著，科学出版社，1959年。
〔46〕 区域海洋学和海流动力学的若干问题，A.K.列昂诺夫著，科学出版社，1961年。
〔47〕 物理海洋学导论，〔美〕J.A.诺斯著，科学出版社，1983年。
〔48〕 工程水文学下册(海岸水文)，大连工学院等编，人民交通出版社，1979年。
〔49〕 工程水文学(海洋水文部分)，华东水利学院海洋水文教研组编，中国工业出版社，1961年。
〔50〕 我国海洋科学三十年，海洋出版社，1980年。
〔51〕 海洋调查规范，国家海洋局，1978年。
〔52〕 海陆的起源，〔奥〕魏格纳著，商务印书馆，1977年。
〔53〕 大陆漂移，J.T.威尔逊等著，科学出版社，1975年。
〔54〕 海洋地质学，同济大学海洋地质系编，地质出版社，1981年。
〔55〕 地球概论，金祖孟著，人民教育出版社，1978年。
〔56〕 中国近海简况，孙湘平等著，农业出版社，1963年。
〔57〕 中太平洋西部调查报告，海洋出版社，1981年。
〔58〕 太平洋水文基本特征，A.M.穆罗姆采夫著，科学出版社，1959年。
〔59〕 海洋科学研究中的概率统计方法，陈敦隆著，海洋出版社，1982年。
〔60〕 天文航海，中国人民解放军海军水面舰艇学校，1977年。
〔61〕 海洋潮汐，陈宗镛等编著，科学出版社，1979年。
〔62〕 潮汐学，陈宗镛著，科学出版社，1980年。
〔63〕 实用潮汐学，中国人民解放军海军司令部海道测量部，1959年。
〔64〕 潮汐，中国人民解放军第一海军学校编，1974年。
〔65〕 潮汐(海潮，陆潮，气潮)，李珩编译，科学出版社，1973年。
〔66〕 潮汐，上海师范大学河口海岸研究室编，商务印书馆，1972年。
〔67〕 大洋潮汐，〔苏〕格·依·马尔丘克著，李坤平等译，海洋出版社，1982年。
〔68〕 海洋环流物理学，M.E.斯特恩著，海洋出版社，1982年。
〔69〕 海流原理，景振华编，科学出版社，1966年。
〔70〕 海浪原理，文圣常编著，山东人民出版社，1964年。
〔71〕 海洋生物学，湛江水产专科学校编，农业出版社，1973年。
〔72〕 海洋浮游生物学讲义，厦门大学生物系编，1963年。
〔73〕 海洋水产资源调查手册，黄海水产研究所编，上海科学技术出版社，1981年。
〔74〕 海洋污染概况，国家海洋局编译组编，石油化学工业出版社，1974年。
〔75〕 海洋生物趣谈，应国祥等著，江苏科学技术出版社，1980年。
〔76〕 海之兽，陈万青著，海洋出版社，1980年。
〔77〕 Океанография，Ю.В.Истощин著，1960年。

〔78〕 Краткий Курс Физики Моря, В.В.Шулекин 著，1961年。

〔79〕 黑潮の蛇行について，力石国男著，日本海洋学会誌(1974,No.1)。

〔80〕 伊豆海岑附近における黑潮の流路，大塚一志著，海洋科学(1976,Vol.8,No.40,35—41)。

〔81〕 海面水温の变动について，小長俊二著，海と空，第58巻第2—3合併号(1983年)。

〔82〕 東シナ海の水系分布，佐原勉著，海と空，第54巻第4号(1979年)。

〔83〕 東シナ海大陆棚外缘に沿う黑潮の蛇行，柴田彰著，海と空，第58巻第4号(1983年)。

〔84〕 都井岬冲黑潮域深層の流速変动，市川洋著，海洋科学，Vol.15，No.6(1983年)。

〔85〕 东シナ海および対馬暖流域における海況特性，井上尚文著，海洋科学，Vol.17，No.4(1981年)。